

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 30

С. А. АРХИПОВ

СТРАТИГРАФИЯ
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ,
ВОПРОСЫ
НЕОТЕКТониКИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ
БАССЕЙНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ
ЕНИСЕЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

С. А. АРХИПОВ

СТРАТИГРАФИЯ
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ,
ВОПРОСЫ
НЕОТЕКТониКИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ
БАСЕЙНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ
ЕНИСЕЯ



Ответственный редактор

В. И. Громов

В В Е Д Е Н И Е

Настоящая работа — это одна из тем, поставленная по проблеме «Единой стратиграфической школы СССР» в Геологическом институте АН СССР. Основной задачей этой работы являлась выработка местной стратиграфической шкалы четвертичных отложений, решение ряда палеогеографических вопросов, а также изучение неотектоники в бассейне среднего течения Енисея.

В известной мере, решение поставленных задач было облегчено и подготовлено разномасштабными геологосъемочными работами, проведенными на различных участках исследованной территории в последнее время Томской, Туруханской, Эвенкийской и другими экспедициями Министерства геологии и охраны недр, Всесоюзным Аэрогеологическим трестом (ВАГТ), Научно-исследовательским геологоразведочным институтом золота (НИГРИЗ) и т. д. Огромное значение имели буровые работы, проведенные в 1956—1957 гг. нефтяными организациями.

Кроме того, автором были использованы изданные и фондовые материалы дореволюционного и советского периодов, касающиеся изучения геоморфологии и четвертичных отложений бассейна среднего течения р. Енисея и ряда смежных с ним районов.

Следует отметить, что к началу наших работ стратиграфическое расчленение четвертичных отложений Приенисейской Сибири не имело надежного палеофитологического обоснования. Оставались совершенно не изученными палеоклиматические особенности выделенных томскими геологами межледниковий, а, следовательно, оставался открытым вопрос о самостоятельности оледенений. Кроме того, тазовское оледенение в пределах исследованного района в отчетах Томской экспедиции (1951—1952) вообще не выделялось. По-разному, с диаметрально противоположных позиций, рассматривалась история формирования енисейской долины (Отчеты Томской, 1951, 1952, и Эвенкийской, 1955, экспедиций), и в связи с этим, нерешенным являлся вопрос об оледенении Енисейско-Нижнетунгусского междуречья.

Геолого-съемочные работы 1951—1955 гг. не разрешили первостепенной задачи изучения четвертичных отложений Сибири — корреляции континентальных и морских отложений. Это нашло свое выражение в неправильном помещении тазовского горизонта ниже мессовских слоев, выделенных В. Н. Саксом в унифицированной схеме Ленинградского совещания 1956 г. (Зубаков, 1956; Мизеров, 1956; Боч, 1956; Шацкий, 1956^{1,2}; 1957; Архипов, Лаврушин, 1956).

Наконец, недостаточно изучены были неотектонические движения и их роль в истории формирования четвертичных отложений и современного рельефа.

Материалы, полученные в результате личных исследований автора в бассейне среднего и нижнего течения р. Енисея в 1954—1958 гг., дополненные материалами других исследований и новейшими данными бурения, позволили подойти к решению ряда основных вопросов антропогенной истории изученного района. К ним относятся в первую очередь:

1. Проблема соотношения морских и континентальных отложений.
2. Количество, площадное распространение и специфика оледенений.
3. Палеоботанические и, следовательно, палеоклиматические особенности межледниковий.

4. Характер и направленность неотектонических движений и влияние последних на историю формирования рельефа и рыхлого покрова.

Результатом обобщения всех этих данных является местная стратиграфическая схема четвертичных отложений для Приенисейской части Западно-Сибирской низменности и смежных западных отрогов Средне-Сибирского плоскогорья в бассейне нижнего и среднего течения р. Енисея, между устьями рек Турухан и Бахта.

Автор выражает глубокую благодарность старшему научному сотруднику Геологического института Е. Н. Шукиной за ее ценные консультации при проведении указанной работы, Е. В. Кореновой, проделавшей значительную палеоботаническую работу, С. Л. Троицкому, З. В. Алешинской, И. В. Даниловскому, Э. А. Вангенгейм, взявших на себя труд в просмотре и определении палеонтологических коллекций, а также В. Н. Разумовой, Ю. А. Лаврушину, Н. Г. Заикиной, Г. А. Ганшину и другим, оказавшим автору содействие в полевых и камеральных работах.

Глава I

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА И ОТЛОЖЕНИЙ АНТРОПОГЕНА

Древние дочетвертичные породы являются тем «фундаментом», на котором залегают и за счет которого формировался четвертичный покров исследованной территории. Особенности площадного распространения древних пород (структурно-тектонический план) и их минералого-петрографический состав определяют во многих случаях неотектонику, источники питания, направление сноса обломочного материала и состав рыхлых отложений антропогена.

Территория исследований располагается на стыке западной окраины Сибирской платформы с древнейшей геосинклиналью, расположенной вдоль восточной окраины Западно-Сибирской низменности. Между этими крупнейшими региональными структурами прослеживается зона передового прогиба, так называемая Приенисейская складчатая зона. Докембрийские структуры геосинклинали глубоко погружены по субмеридиональному разлому вдоль Енисея и погребены в пределах низменности под мощным чехлом мезозойских и кайнозойских образований.

Наоборот, в области платформы, ее краевой части и передового прогиба коренные породы протерозоя и палеозоя выведены на дневную поверхность.

Согласно исследованиям А. Н. Сердюка, Р. В. Степанова и др., проводившихся в 1955 г., наиболее древние синийские и нижнепалеозойские (силур и кембрий) породы участвуют в сложении Туруханской антиклиналии (Приенисейской складчатой зоны), территориально принадлежащей передовому прогибу. Антиклинальная структура резко асимметричная. Восточное крыло ее срезано субмеридиональным грандиозным Вороновским сбросом. Так как ось складки проходит вблизи Вороновского нарушения и также имеет северо-северо-восточную ориентировку, наблюдениям доступно лишь ее западное, приподнятое крыло. Последнее разбито Стрельногорским меридиональным нарушением на два блока, с моноклинальным падением пород в каждом.

Западный блок сложен различными свитами синия, падающими на запад под углами 30—70°. Кроме того, блок разбит рядом второстепенных меридиональных и параллельных друг другу разломов (по рекам Мироедихе, Налимьюму Лбу, Мельничной, Нижнему Отколу и др.) с очевидным перемещением отдельных свит синия относительно друг друга.

Общая мощность синийских образований достигает 5500—5700 м. Представлены они морскими терригенными (песчаники, алевроитовые, песчаники кварцитовидные, аргиллиты, сланцы и т. д.) и карбонатными, частично органогенными (известняки и доломиты с прослоями кремней)

породами. Терригенные отложения состоят преимущественно из кварца (75—80%) и полевых шпатов (20—25%), а также содержат амфиболы (сланцы), рутил, циркон, апатит (алевритовые песчаники). Карбонатные породы также содержат значительное количество кварца (до 35—40%).

Мощные толщи карбонатных осадков синия, по-видимому, послужили источником карбонатного вещества, широко рассеянного в отложениях антропогена, особенно в моренных образованиях.

Восточный блок западного крыла Туруханской структуры отличается более спокойным залеганием пород (углы падения 10—40°) и широким развитием пологих пликативных структур второго порядка (Сухотунгусская антиклиналь, Бакланихская синклиналь, Покосная мульда и т. д.). В его пределах широко развиты нижнекембрийские отложения, перекрывающие синий с резким угловым несогласием. Общая мощность пород этого возраста измеряется в несколько сот метров. Представлены они доломитами и известняками с подчиненными прослоями песчаников.

Туруханская антиклиналь (зона передового прогиба), по данным А. Н. Сердюка и Р. В. Степанова, ограничивается от краевой части Сибирской платформы Вороновским разломом с амплитудой от 2 до 5 тысяч метров, который протягивается от р. Нижней Тунгуски до верховьев р. Бакланихи и далее к югу.

Основными структурами западной окраины Сибирской платформы в нашем районе являются Летнинская антиклиналь и, по-видимому, Фатьянихская синеклиза.

Летнинская антиклиналь, по данным тех же геологов, протягивается от р. Нижней Тунгуски вдоль р. Летней до р. Сухой Тунгуски и представляет собой асимметричную коробчатую складку. Западное крыло пологое (углы падения 7—30°), а восточное—сильно дислоцированное, образующее флексурный перегиб с углами до 80°. Крылья осложнены серией разломов северо-восточного направления с амплитудой в сотни метров.

В ядре и на крыльях Летненской антиклинали обнажаются все три отдела кембрия, ордовика и силура.

Мощная, почти километровая толща кембрийских отложений сложена карбонатными породами (доломиты, известняки и мергеля) с прослоями песчаников.

Ордовик и силур, суммарная мощность осадков которых достигает 400—450 м, также сложены в основном карбонатными породами. Подчиненное значение имеют аргиллиты и песчаники.

Терригенные отложения кембро-ордовик-силура отличаются мономинеральностью (преобладанием кварца) и небольшим содержанием полевых шпатов (не более 0,5—2%). Они содержат также в виде аксессуаров циркон, зеленый турмалин, амфиболы и т. д.

Геологами Эвенкийской экспедиции В. Л. Фишером, А. В. Поляковой и их сотрудниками в 1955 г. в обнажениях в непосредственной близости к Летненской антиклинали, по р. Летней, в устье р. Северной и по р. Сухой Тунгуске отмечен нижний и средний девон. Отложения его представлены пестроцветной толщей, состоящей из аргиллитов, алевритов, мергелей, известняков и глин. Эти породы могут служить источником эпидота, сфена, магнетита и группы метаморфических минералов: тремолита, диастена, кианита, а также амфиболов, встречающихся в знаках и единицах процента в антропогеновых осадках этого района.

В области Фатьянихской синеклизы, представляющей собой залив Тунгусской впадины, на фоне общего пологого залегания верхнепалеозойских пород отмечается неширокое развитие морского карбона. Отложения его представлены мергелями и известковистыми песчаниками. Эти

породы состоят в основном из кварца (до 40%) и полевых шпатов (до 60%), содержат большое количество рудных (ильменит, магнетит), а также сфена, циркона, ромбического пироксена (до 5%). В виде аксессуарных встречаются рутил, турмалин, гранат, роговая обманка. В известняках отмечается повышенное (до 90%) содержание эпидота.

Для собственно платформенной области (западное крыло Тунгусской впадины) весьма характерно широкое развитие континентальных пермских отложений, пронизанных многочисленными пластовыми интрузиями траппов. Породы залегают почти горизонтально или с незначительным падением на восток и северо-восток. Трапповый магнетизм частично связан, очевидно, с зоной шириной в 150—200 км тектонических нарушений, обрамляющих Тунгусскую синеклизу. Амплитуда последних изменяется от десятков метров до 200—250 м.

В 1955 г. В. И. Никитиным, Т. Д. Макаровой и другими геологами Эвенкийской экспедиции вдоль этих разломов были отмечены как положительные структуры—горсты (верховья р. Черной), так и отрицательные—грабены (вдоль р. Откол и его притока речке Крутихе).

Терригенные пермские отложения состоят из переслаивающихся аргиллитов, алевроитов, песчаников, сланцев, туфопесчаников с многочисленными прослоями каменного угля и графита. Они могли послужить для антропогенных осадков источником кварца, полевых шпатов, рудных, слюд (биотит), в меньшей степени сфена, апатита, эпидота. Содержание сфена (лейкоксена) в песчаниках и алевролитах пеляткинской и дегалинской свит достигает 5—7%.

Контактно-измененные породы, приконтактные образования, туфогенная и лавовая толщи корвучанской свиты могут поставлять при дезинтеграции, кроме кварца и полевых шпатов, такие минералы, как кордиерит, лейкоксен, цеолиты, скаролит, уралит, актинолит, сфен, гранат, пренит, хлорит, кальцит, илдингсит и некоторые другие.

Изверженные породы трапповой формации представлены в основной своей массе «нормальным диабазом», среди которого В. С. Соболев (1936) различает до 10 разновидностей. Несколько обособленную группу составляют диабазовые пегматиты и щелочные породы типа трахибазальтов и пироксеновых тешенитов.

Главными породообразующими минералами описываемых пород являются плагиоклазы (лабрадор, битовнит, анартит), пироксены (геденбергит, диопсид, клиноэнстатит, пижонит и т. д.), оливин, титано-магнетит, ильменит, ромбические пироксены, кварц, калиевый полевой шпат, роговая обманка (в зоне гидротермальных изменений), хлорит, илдингсит, иногда встречаются цеолиты (анальцит). Помимо перечисленных основных породообразующих минералов, они могут служить источником пренита, сфена, лейкоксена, эпидота, амфиболов, актинолита, халцедона и т. д. (Соболев, 1936).

Мезозойские юрско-меловые отложения в пределах западной окраины Сибирской платформы и передового прогиба¹ сохранились лишь в виде разрозненных полей. Они были отмечены в 1954—1955 гг. А. Г. Шпилько, В. Л. Фишером, А. В. Поляковой и другими геологами в бассейнах рек Малой и Сухой Бахты, по речкам Володиной и Мироедихе, а также на вершинах ряда горных останцов на правобережье Сухой Тунгуски. Они представлены песками, галечниками, иногда сцементированными в конгломераты, рыхлыми песчаниками и глинами. Песчаные осадки имеют аркозовый состав, характеризуются преобладанием кварца с волнистым угасанием, микроклина и биотита. Они содержат значительное количество рудных минералов (ильменит), циркона,

¹ Имеется в виду исследуемая территория.

сфена, группы метаморфических минералов и амфиболов, небольшой процент пироксенов и в виде редких и акцессорных — шпинель, пренит, лейкоксен и т. д.

Широкое развитие мезозойские отложения получают в пределах Енисейско-Тазовской синеклизы. По Турухану и Елогуя мощность мезозойских, юрско-меловых отложений достигает 400 и более метров, при этом, конечно, до некоторой степени условно выделяются все стратиграфические ярусы юрского, нижне- и верхнемелового возраста с переменным режимом фаций. В разрезе мезозоя чередуются морские осадки (глины, песчаники с прослоями известняка и фауной пелеципод и аммонитов) и озерно-аллювиальные (глины, пески, песчаники с большим количеством растительных остатков и прослоями угля).

На фоне спокойного моноклиального падения мезозойских пород на запад, по-видимому, имеют место локальная пликативная складчатость, а вдоль Приенисейской складчатой зоны — дизъюнктивные нарушения. Последние отражают, очевидно, структурные особенности древнего нижнепалеозойского и докембрийского фундамента.

Можно предполагать, что некоторые основные особенности древнего структурного плана находят свое отражение и в строении весьма мощного четвертичного чехла, в особенности, это относится к древним омоложенным региональным разломам. Так, обширная Енисейская депрессия на восточном крыле Тазовско-Енисейской синеклизы, располагающаяся вдоль меридиональных приенисейских разломов, разграничивающих последнюю со структурами Сибирской платформы и Приенисейской складчатой зоны, заложилась в самом конце плиоцена и первой половине антропогена.

Вдоль восточного борта Енисейской депрессии Л. Я. Проводников (1953) отмечает зону резкого погружения (сброс?) протерозойских пород и не исключает возможности разрывных нарушений в пределах русла реки Енисей. С зоной этих разломов безусловно связана прекрасно морфологически выраженная линия самых западных выходов на дневную поверхность протерозойско-палеозойских пород и траппов. Несколькими километрами западнее гравииоразведка обнаруживает эти породы уже на глубине 1300 м и более.

Обширная Енисейская депрессия шириной до 90—120 км захватывает, по данным исследований Л. Я. Проводникова в 1953 г., всю Притурханскую площадь, бассейны реки Пакулихи, Мангутихи и Елогуя (до фактории Келлог). Она устанавливается по спокойному магнитному полю, указывающему на отсутствие здесь крупных массивов изверженных пород и малую вероятность их встречи до глубины 3 км.

С запада-юго-запада, ограничивая Енисейскую депрессию, протягивается предполагаемая погребенная структура Енисейского кряжа. Она устанавливается по некоторому поднятию протерозойских и, вероятно, кембрийских отложений. По мнению Л. Я. Проводникова, они залегают здесь на глубине 700—800 м, а восточнее, в недрах депрессии, погружены до 1300—2500 м. Породы эти, по его предположению, являются ничем иным, как продолжением структур Енисейского кряжа в северо-западном направлении.

Приподняты, очевидно, здесь и мезозойские отложения. Последние, составляя верхний стратиграфический комплекс погребенной структуры, слагают морфологически чрезвычайно четко обособленный от депрессии высокий 150—250 м Енисей-Таз-Дубческий водораздел, известный под названием Келлог-Таульческого вала и Лобового материка. Так, датско-палеоценовые породы зафиксированы в районе Налимьего озера на абсолютных отметках 100—110 м (устное сообщение Ю. А. Лаврушина). Высокое гипсометрическое залегание меловых пород косвенным образом

подтверждается находками гальки, весьма характерных железистых нижнемеловых песчаников в аллювии рек, стекающих с Енисей-Таз-Дубческого междуречья. Если эти песчаники действительно вскрываются местами современной эрозией, то кровля их должна находиться не ниже 50—60 м отметок. Между тем совсем рядом, в смежной Енисейской депрессии упомянутые нижнемеловые песчаники вскрыты скважинами на отметках в среднем минус 100—150 м, максимально минус 200—240 м. Следовательно, устанавливается как будто резкая разница в абс. отметках залегания пачки синхронных нижнемеловых пород при переходе от Лобового материка к Енисейской депрессии.

Если к этому присовокупить морфологические особенности строения Лобового материка и рыхлого четвертичного покрова в его пределах (см. последующие главы), а также наличие зеркалов скольжения в меловых отложениях (в скважинах Усть-Баихи)¹, то создается впечатление о существовании разлома на границе Енисейской депрессии и погребенной структуры Енисейского кряжа. Тем более что сбросы отмечаются у южного замыкания депрессии В. А. Зубаковым (1956₁) и А. П. Шевцовым (1957).

Минералого-петрографический состав верхнемеловых отложений, развитых в пределах Лобового материка, отличается преобладанием кварцево (60—80%)—каолининовых (до 30%) осадков с большим содержанием рудных (60—70%), главным образом ильменита, а также полевых шпатов (ортоклаза, микроклина и кислых плагиоклазов), циркона (10—12%) и совершенно ничтожным содержанием пироксенов. В меньшем количестве встречаются метаморфические минералы (до 3—4%)—дистен, андалузит, кианит, ставролит, силлиманит, а также турмалин, рутил, гранат, апатит, роговая обманка и т. д.

Согласно исследованиям, проведенным в 1955 г. В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной, ниже- и верхнемеловые породы района Усть-Порта характеризуются ничтожным содержанием пироксенов—0,2—0,6%. В тяжелой фракции присутствуют гранат—до 17,9%, циркон—до 6,8%, апатит—до 14,5%, турмалин—0,3—1,5%, сфен—до 6,6%, эпидот-цоизит—до 48,4%, амфиболы—0,3—18%, слюды 1,5—48,9% рудные—7,6—31,5%, титаниты 1,9—8,3%, ставролит, кианит, андалузит—0,2—0,6%. В легкой фракции содержится кварца—44,0—71,0%, калиевого полевого шпата—20,3—33,2%, плагиоклазов—0,1—4,9%, слюд—до 10,5%.

О третичных породах исследованного района имеются лишь отрывочные данные. При этом весьма любопытно, что их следы обнаруживаются в районе, испытавших поднятия в антропогене (зона Туруханской антиклинали), и совершенно отсутствуют в пределах Енисейской депрессии.

Заканчивая настоящую главу, можно сделать следующие основные выводы:

1. Исследованная территория располагается в сложном тектоническом районе с многоэтапным формированием различных структурно-тектонических комплексов. Это—область древних каледонских, а также ранне- и позднегерцинских орогенических движений, осложненных более поздними движениями глыбового порядка, на фоне неоднократно повторявшихся неравномерных по амплитуде и различных по направленности, в областях платформы и геосинклинали, колебательных движений.

Наиболее существенным результатом многообразной тектонической жизни страны явилось возникновение зоны грандиозных субмеридиональных и подчиненных им разломов.

Региональные разломы типа Вороновского, Стрельногорского и Приенисейского (как будет показано в следующей главе) нашли свое четкое

¹ Устное сообщение Н. Г. Попова (СГПКА).

выражение в рельефе, предопределив основные морфологические границы между главными ступенями рельефа западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья и восточной окраины Западно-Сибирской низменности. В направлении самого западного из них, протягивающегося непосредственно вдоль Енисея, в кайнозой заложилась обширная Енисейская депрессия. Последняя, располагаясь между Сибирской платформой и, возможно, погребенной структурой Енисейского кряжа, имеет, очевидно, характер односторонне опущенного грабена, с наиболее погруженной восточной, приенисейской частью.

2. Местные терригенно-органогенные и изверженные породы синия и палеозоя, с учетом северо-восточных возвышенностей Путорана и Бырранга были поставщиками в антропогене огромного количества осадочного материала, представленного пироксенами, рудными (магнетитом, ильменитом и т. д.) и основными плагиоклазами. В меньшей степени рыхлый четвертичный покров мог получить кварца, амфиболов, кислых плагиоклазов, слюд, эпидота, ромбического пироксена, группы метаморфических минералов, еще меньше цеолитов, пренита и других редких минералов типа касситерита, шпинели и т. п.

Мезозойская группа пород, безусловно, имевшая широкое развитие в дочетвертичный период по западной окраине Средне-Сибирского плоскогорья, к отмеченному главному, определяющему минералогическому комплексу могла добавить значительную долю кварца, микроклина, слюд, метаморфических минералов и т. д.

Глава II

ОРОГИДРОГРАФИЯ С ЭЛЕМЕНТАМИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Исследованная территория располагается на границе двух крупных геоморфологических районов—Средне-Сибирского плоскогорья и Западно-Сибирской низменности, характеризующихся резко различными абсолютными отметками, особенностями морфологии, строением и мощностями рыхлого покрова.

Одной из главных предпосылок этих различий явилась разная природа геологического строения отмеченных районов, приуроченность плоскогорья к Сибирской платформе, а низменности—к древнейшей геосинклинали¹.

Следствием этого явились разнозначные и отличные по амплитуде тектонические движения, особенно проявившиеся в кайнозое, которые привели к современной дифференциации описываемой территории на плоскогорье и низменность. Вдоль тектонического шва платформы и геосинклинали, в области передового прогиба, к этому же времени относится возникновение Приенисейской предгорной равнины.

ЗАПАДНАЯ ОКРАИНА СРЕДНЕ-СИБИРСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

Средне-Сибирское плоскогорье заходит в пределы исследованной территории лишь своей сниженной западной окраиной. Наиболее высокая часть плоскогорья, известная под названием гор Путорана, с абсолютными отметками до 1700 м, располагается значительно северо-восточнее.

Возвышенность Путорана, имеющая куполообразные очертания, снижается на юго-запад, в сторону Западно-Сибирской низменности серией все более низких ступеней, которые отражают общую тенденцию к снижению рельефа с северо-востока на юго-запад. Путем понижения абсолютных отметок, уменьшения степени расчлененности рельефа и площадных размеров отдельных останцовых гор (хребтов) осуществляется довольно плавный переход сперва к крупным, а затем и мелким холмам («камням»), отвечающим самой низкой (280—350 м) ступени плоскогорья.

Для описываемой территории можно выделить только две самые низкие ступени Средне-Сибирского плоскогорья, с абсолютными отметками 280—350 и 400—700 м. Они характеризуются резко выраженным структурно-денудационным типом рельефа, со следами древней гидрографи-

¹ Применительно к описываемой территории.

ческой сети. Местами, особенно в области низкой (280—350 м) ступени плоскогорья, наблюдаются наложенные аккумулятивные ледниковые формы, в большинстве случаев весьма плохой сохранности.

К наиболее высокому (400—700 м) уровню плоскогорья относятся массивы Северного (абс. отметки 695—745 м) и Летнего (абс. отметки 435—569 м) камней, а также, но уже за пределами района исследований, камни Нента-Нижний (абс. отметка 472 м), Отдельный (абс. отметка 540 м), Белый (абс. отметка 372 м), Черный (абс. отметка 371 м), хребты Хогды-Хиха (абс. отметки 502—712 м) и Фатьянихский (абс. отметки 400—472 м) и т. д.

Территориально этот уровень располагается вдоль западной окраины Тунгусской синеклизы. В сложении его участвует более чем 500-метровая толща горизонтально переслаивающихся осадочных и изверженных пород пермского возраста.

Спокойное залегание и многократное чередование по вертикали устойчивых (траппы) и менее устойчивых (осадочные отложения) к физическому выветриванию пород оказывает определяющее влияние на морфологию вершин и склонов горных массивов.

Значительное влияние на высоту и размеры столовых гор оказывают, вероятно, локальные разломы. Приподнятые глыбовые структуры типа горстов находят свое выражение в рельефе.

Бронирующее влияние мощных горизонтальных пластовых интрузий траппов сказывается в широком развитии столбообразных вершин и ступенчатых склонов. На высокоприподнятых столовых вершинах в условиях нивального климата широко протекают процессы физического выветривания, формирующие физический элювий (скелетные бурые суглинки), каменистую тундру, пятнистые и полигональные грунты.

Конфигурация склонов горноостанцовых массивов определяется количеством и мощностью пластовых интрузий, характером их залегания, экспозицией склона и густотой современной гидрографической сети. Так, склоны останцовых массивов, обращенные к долине р. Нижней Тунгуски (Аякли-камень, Карандаш-камень и др.), имеют, как правило, подчеркнуто ступенчатую форму. На их склонах можно насчитать до 10 различных по ширине площадок. Наиболее широкие из них отмечаются на относительной высоте над уровнем р. Нижней Тунгуски 80—120, 230—250, 270—290 м и т. д. Они приурочены к поверхности крупных пластовых залежей траппов. Разделяющие их уступы сложены туфогенными песчаниками. Поверхность площадок, шириной до 0,2—0,3 км, имеет обычно заметный наклон к реке и закрыта глыбовой россыпью диабазов. Как правило, площадки имеют узко локальное развитие, быстро выклиниваясь, а вместо них появляются новые денудационные ступеньки, но уже на иных отметках. Нетрудно заметить, что ничего общего с речными террасами, как утверждали С. Л. Кушев (1934), а за ним и В. П. Тебеньков, Д. С. Гартман, О. Л. Эйно́р (1939), эти площадки не имеют. Их следует считать скорее нагорными террасами, развивающимися в процессе морозного выветривания на любом гипсометрическом уровне, но всегда строго приуроченными к sillам траппов. Естественно, что в придолинной полосе, вдоль р. Нижней Тунгуски, где склоны камней наиболее круты и интенсивно расчленены многочисленными боковыми притоками, количество этих структурных площадок возрастает, и они прослеживаются на более низких абсолютных отметках.

Наоборот, при удалении от крупных рек, увеличении мощности пластовых интрузий до нескольких сотен метров и неблагоприятной экспозиции формируются отвесные трапециoidalные склоны. В качестве примера можно привести почти отвесный (280—300 м) уступ Северного камня в верховьях ручья Предустного. Обычно в таких случаях на верхней

части склона нагромождены гигантские колонны, пирамиды, столбы и т. д., отделяющиеся друг от друга глубокими расселинами.

Неотъемлемой особенностью склонов горноостанцовых массивов являются огромные каменные россыпи, курумы. Они образуют своеобразные каменные реки, медленно «текущие» вниз по склонам. Любопытно, что курумы развиты исключительно в поле траппов. Связь эта едва ли случайная. Она обусловлена особенностями физического выветривания этих изверженных пород в условиях нивального климата.

Физическое выветривание непрерывно поставляет все новые и новые порции глыбового материала за счет разрушения более высоких частей склонов горноостанцовых массивов. Глыбовый материал «стекает» в соседние депрессии, где быстро зарастает лишайниками, мхом и затем лесом. При завершении этого процесса плосковершинные с трапециoidalными склонами горные останцы превращаются в невысокие холмы с хаотическим нагромождением глыб на его округлой вершине и пологовогнутых склонах. Действительно, подобные холмы можно сравнительно часто наблюдать особенно в области низкой (280—350 м) ступени Средне-Сибирского плоскогорья, где целый ряд небольших останцов, очевидно, уже прошел стадию превращения в невысокие с мягкими очертаниями холмы.

Процесс физического разрушения пород трапповой формации протекает в настоящий момент на описываемой части Средне-Сибирского плоскогорья в колоссальных масштабах. Несмотря на свои, по-видимому, медленные темпы, он, безусловно, в историческом аспекте значительно преобразует горноостанцовый рельеф, уничтожая первичные эрозионные формы, а также следы оледенения (троги, бараньи лбы, аккумулятивные моренные гряды и т. д.).

Только что описанный (400—700 м) уровень Средне-Сибирского плоскогорья отчетливо отделяется от прилегающего к нему с запада Приенисейской предгорной равнины резким гипсометрическим уступом высотой в среднем 200—250 м. Последний имеет вытянуто-линейные очертания, подчеркнутые субмеридиональным направлением речных долин рек Сухой Тунгуски, Северной, Вороновки и др.

Резкая выраженность в рельефе и прямолинейные очертания уступа плоскогорья, очевидно, определены особенностями геологического строения. Уступ совпадает с западной границей Тунгусской синеклизы, вдоль которой прослеживается региональный субмеридиональный Вороновский разлом.

В юго-западном направлении, в бассейне р. Фатьянихи, 400—700-метровый уровень снижается и переходит в 280—350-метровую ступень Средне-Сибирского плоскогорья. Сравнительно плавный переход этих уровней друг в друга определяется, очевидно, однородностью геологического строения, приуроченностью их к Тунгусской синеклизе.

Низкая (280—350 м) ступень Средне-Сибирского плоскогорья в пределах описываемой территории прослеживается в бассейне р. Фатьянихи и ее междуречий с реками Бахтой, Комсой и Сухой Тунгуской. Абсолютные отметки ее снижаются с северо-востока на юго-запад в сторону Западно-Сибирской низменности с 350—320 м до 300—280 м. Одновременно наблюдается уменьшение размеров горноостанцовых массивов, общая степень расчлененности рельефа, возрастает мощность и площадное распространение рыхлых отложений. Так, в бассейнах рек Малой Фатьянихи, Угольной, Большой Сиговой и Сохатиной, непосредственно примыкающих с юго-запада к 400—700-метровому уровню плоскогорья, развит еще мелкий горноостанцовый-крупнохолмистый рельеф с абсолютными отметками 300—350 м. Далее на юго-запад, в пределах Фатьянихско-Комсинско-Бахтинского между-

речья, наблюдается дальнейшее снижение рельефа и его выполаживание. Междуречье отмеченных рек представляет собой мелкохолмистую равнину с огромными плоскими понижениями, занятыми болотными массивами.

Мелкие горные останцы или «камни» утрачивают трапециoidalные очертания. Обычно это овально-вытянутые длиной до 3—5 км холмы, плоскоокруглые вершины которых поднимаются над окружающими их межхолмовыми понижениями в среднем до высоты 100—150 м. Склоны холмов обладают мягкими полувогнутыми очертаниями и закрыты глыбовыми осыпями, часто уже остановившихся в своем развитии и зарастающих лесом.

Понижения между камнями имеют характер широких с плоскими днищами долин. Некоторые из них являются сквозными, соединяя верховья рек Малой Фатьянхи и Большой Сиговой, Угольной, Большой Сохатиной и Малой Фатьянхи и т. д.

Древнеаллювиальные осадки в пределах этих долин были почти полностью уничтожены максимальным покровным (полупокровным) оледенением. Наложенный ледниковый рельеф подвергался сильнейшей переработке солифлюкционными и более поздними эрозионными процессами. Безусловные следы покровного (полупокровного) оледенения для этой части описываемой территории сохранились лишь в виде плащеобразного покрова валунных суглинков, мощностью до 25—40 м. Последние отсутствуют в настоящий момент лишь на крутых склонах высоких 300—350 м камней, где они уничтожены и частично погребены под мощными «каменными реками». Тем не менее местами еще сохранились моренные холмы и гряды. Кое-где на плоских водоразделах отмечаются флювиогляциальные поля типа зандр. В частности, обширное распространение их было отмечено в 1951 г. И. В. Лебедевым в бассейне р. Бахты.

Вероятно, следствием бывшего оледенения является обширная заболоченность описываемой территории. Последняя возрастает по мере снижения абсолютных отметок и уменьшения степени расчлененности 280—350-метровой ступени плоскогорья.

Многочисленные болота на Комсинско-Фатьянхско-Бахтинском междуречье почти сливаются в огромный массив, известный под названием «Большое Болото». Лишь кое-где они отделяются друг от друга невысокими (20—25 м), сильно оплывшими моренными грядами и холмами.

Поверхность описываемых болот обычно слабовыпуклая, в силу чего центральные участки несколько (на 2—3 м, а то и до 5 м) приподняты над периферийными. С самолета поверхности болот имеют своеобразный полосчато-грядовый вид, что связано с развитием специфического грядово-мочажинного микрорельефа. Последний определяется чередованием параллельных, вытянутых на сотни метров вдоль склонов болот невысоких (1,5—2,0 м) грядок и мочажин, шириной от 3—5 м до 10 м, залитых водой. Грядки поросли зеленым и красным сфагновым мхом, шейхцерией, пушицей, клюквой, андромедой. Местами они деформированы мерзлотными процессами, представляя собой бугры пучения, высотой до 6—7 м. С поверхности они поросли карликовой березой и редко мелкими соснами и елью.

Грядовый микрорельеф и выпуклый профиль поверхности Большого Болота способствуют большому увлажнению окраинных частей отдельных болот. Слабые водотоки, образующиеся за счет таяния весенних снегов и вечной мерзлоты, стекая к периферии, формируют плоские ложбины шириной 1,5—2,0 м. Возникающая таким образом избыточная увлажненность по опушкам «черного леса» вызывает его отмирание и наступ-

ление болота на лес. По окраинам болот отмечаются пни, погребенные под деятельным слоем торфяника, сухостой, а по опушкам леса—перевлажнение и заболоченность.

Описанная самая низкая (280—350 м) ступень Средне-Сибирского плоскогорья в сторону Западно-Сибирской низменности обрывается четким, вытянутым в субмеридиональном направлении уступом, высотой 230—250 м. Ширина его от 3 до 5 км при средних уклонах от 3—4 до 10—12°. Уступ совпадает с линией самых западных выходов траппов на дневную поверхность и резким погружением палеозойских пород по древнему, но видимо, омоложенному разлому, вытянутому с севера на юг вдоль Енисея.

ПРИЕНИСЕЙСКАЯ ПРЕДГОРНАЯ РАВНИНА

Приенисейская предгорная равнина, имеющая абсолютные отметки 180—230 м, протягивается в виде сравнительно неширокой (40—50 км) полосы непосредственно вдоль уступа 400—700 м уровня Средне-Сибирского плоскогорья между нижним течением Нижней Тунгуски и верховьями Бакланихи. Она занимает промежуточное положение между описанной западной окраиной плоскогорья с его резко структурно-денудационным типом рельефа и сравнительно слабым развитием четвертичных отложений и восточной окраиной Западно-Сибирской низменности, с типично аккумулятивным рельефом и мощным развитием не только антропогенных, но и вообще мезокайнозойских пород.

Одним из основных факторов рельефообразования в пределах предгорной равнины, определившим ее основные черты, является структура этого района, относящаяся к зоне передового прогиба. Вместе с тем, весьма существенную роль в формировании поверхности равнины сыграли процессы ледниковой аккумуляции моренных и, в особенности, водно-ледниковых осадков.

В структурном отношении Приенисейская предгорная равнина целиком совпадает с так называемой Туруханской антиклиналью, передавая в рельефе все ее наиболее характерные особенности.

Как было отмечено выше, Стрельногорский субмеридиональный разлом разбивает западное крыло Туруханской антиклинали на два блока, с весьма существенными различиями залегания древних пород в каждом. Это обстоятельство и определяет естественное подразделение Приенисейской предгорной равнины на Внутреннюю и Приенисейскую зоны.

Внутренняя зона предгорной равнины, приуроченная к восточному блоку Туруханской антиклинали, протягивается 20—30 км полосой с севера на юг от низовьев р. Нижней Тунгуски через междуречья Вороновки, Мироедихи, Летней и далее Енисея и Сухой Тунгуски до верховьев р. Бакланихи. В ее пределах отмечается пологое залегание нижнепалеозойских пород (8—10 до 20°) с развитием на фоне моноклиналичного падения пластов на запад пологих структур второго порядка. Такое геологическое строение способствовало выработке выровненной, мелкохолмистой и полого наклонной на запад аккумулятивной ледниковой равнины.

Последняя по характеру ледниковой аккумуляции и времени ее проявления может быть подразделена на два больших участка: Северный, Прилетненский, и Южный.

Северный, Прилетненский, участок занимает территорию междуречных пространств рек Нижней Тунгуски, Вороновки, Летней и Сухой Тунгусок. Кроме того, он захватывает правобережье р. Нижней Тунгуски от устья р. Северной, примерно до Туруханска.

Наиболее высокие абс. отметки, достигающие 280 м, наблюдаются на левобережье р. Вороновки и вдоль правого берега р. Нижней Тунгуски. В сторону Енисея и на юго-запад, ближе к субширотному отрезку Сухой Тунгуски, отметки снижаются до 180—200 м.

Описываемый участок Приенисейской предгорной равнины подвергался зырянскому оледенению, поэтому рельеф его отличается свежестью и незначительной позднейшей эрозионной переработкой. Для него характерно широкое развитие крутосклонных, высотой до 20—30 м, гряд и холмов, в целом северо-западного направления, друмлинов, описанных В. Г. Жуковым в 1955 г. в бассейне р. Летней, и многочисленных озер в понижениях между ними. Озера невелики по размерам и имеют самые различные очертания. Их распространение явно подчинено особенностям ориентировки разделяющих их возвышенных участков.

К юго-западу от левобережья р. Вороновки, в сторону субширотного отрезка р. Сухой Тунгуски крупный грядово-холмистый моренный ландшафт постепенно сменяется мелкохолмистым, очевидно, камовым, сложенным уже в основном не валунными супесями, а песками и галечниками. Одновременно наблюдается общее выполаживание рельефа с расширением плоских заболоченных пространств.

Южный участок Приенисейской предгорной равнины вытянут неширокой 15—20 км полосой вдоль плоского водораздела Енисея и Сухой Тунгуски, располагаясь на пологом западном крыле Сухотунгусской антиклинали. Абсолютная высота участка изменяется в незначительном интервале от 180 до 230 м, причем преобладающими являются 180—200-метровые отметки. Это обстоятельство и определяет, возможно, преимущественное развитие плоского, чрезвычайно выровненного и заболоченного ландшафта.

С другой стороны, описываемый участок предгорной равнины является ареной широкого развития водно-ледниковых форм рельефа, связанных с деятельностью максимального оледенения, впоследствии сильно переработанных эрозией.

Отдельные бесформенные, оплывшие и местами сильно эродированные холмы и гряды возвышаются над плоскими заболоченными пространствами на 15—20 м. Сложены они, как правило, песчано-галечниковыми осадками, флювиогляциального типа.

Приенисейская полоса предгорной равнины, шириной до 15—18 км, непосредственно вытянута вдоль Енисея, между устьями рек Сухой и Нижней Тунгусками. Территориально полоса совпадает с западным блоком Туруханской антиклинали с широко развитыми в его пределах субмеридиональными дизъюнктивными нарушениями и крутым моноклиальным падением (до 30—70°) отдельных свит синия на запад.

В рельефе каждая из них выражена грядой-куэстой, имеющей резко асимметричное строение. Восточные склоны этих гряд обычно крутые, почти отвесные, а западные пологие с углами в 3—4° и шириной до 1—2 км. Гребневидные вершины куэст прикрыты лишь маломощным делювием, щебенкой подстилающих пород. Ниже по склону отмечается разорванный и солифлюкционно переработанный чехол из моренных отложений. В депрессионных понижениях между куэстами, ширина которых достигает 2—2,5 км, видимая мощность моренных осадков увеличивается до 4—5 м. По наблюдениям В. Г. Жукова (в 1955 г.), в описываемых депрессиях под толщей ледниковых осадков максимального оледенения отмечаются нижнечетвертичные озерные глины.

Всего насчитывается от 3 до 5 куэст. При этом любопытно отметить постепенное, ступенчатое снижение абсолютных отметок гряд-куэст с востока на запад с 211—200 м до 120—80 м. Самая западная куэста, вдоль

которой проходит Енисейский разлом, непосредственно обрывается крутым уступом к р. Енисею. Таким образом, Енисей на участке от р. Мельничной до устья р. Нижней Тунгуски протекает прямо вдоль уступа предгорной равнины, отделяющего ее от восточной окраины Западно-Сибирской низменности.

Южнее широты р. Сухой Тунгуски западный край предгорной равнины отодвигается несколько к востоку от долины Енисея, что, очевидно, связано с субмеридиональным продолжением на юг приенисейских разломов.

Между реками Сухой Тунгуской и Бакланихой уступ Приенисейской предгорной равнины представляет собой довольно широкий и пологий склон, осложненный локальными площадками и ступенями, шириной до 1,5—3,0 км. Последние наблюдаются на абсолютных отметках 170—160 м, 160—140 м, 140—120 м, 110—100 м и т. д., т. е. так же, как и куэсты Мироедихинского участка, снижаются на запад, в сторону Западно-Сибирской низменности. Отделяются они друг от друга пологими, высотой 8—10 м, уступами, вдоль которых на дневную поверхность выходят из-под сплошного чехла четвертичных гляциальных осадков коренные кембро-силурийские породы.

ВОСТОЧНАЯ ОКРАИНА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Восточная окраина Западно-Сибирской низменности в пределах описываемой территории представляет собой аккумулятивную равнину, различные участки которой отличаются друг от друга по гипсометрии, морфологии и происхождению.

В основе этих различий лежат структурно-тектонические предпосылки, несколько отличная история развития для отдельных районов низменности оледенений и трансгрессий, а также позднейшая моделировка рельефа под воздействием эрозионно-денудационных процессов.

Исследованная территория восточной окраины Западно-Сибирской низменности вполне отчетливо морфографически обособляется на два уровня.

Низкий (до 120 м) уровень аккумулятивной равнины приурочен к области Енисейской депрессии, а высокий (140—200 м, максимально до 250—260 м) к Сарчихинско-Дубческому водоразделу или к погребенной структуре Енисейского кряжа.

В пределах Енисейской депрессии мощными рельефообразующими факторами были оледенения, морские трансгрессии и последующая эрозионно-аккумулятивная деятельность такой крупнейшей водной артерии, как Енисей. В связи с этим низкую (10—120 м) аккумулятивную равнину можно подразделить на четыре самостоятельных морфогенетических района:

1. Плоско-холмистую равнину гляциальных и гляциально-морских отложений тазовской стадии максимального оледенения.
2. Холмистую равнину краевой части зырянского оледенения.
3. Плоскую озерно-заболоченную равнину перигляциальной зоны зырянского ледника.
4. Аккумулятивно-эрозионную аллювиальную равнину долины р. Енисея.

Плоско-холмистая равнина гляциальных и гляциально-морских отложений тазовской стадии максимального оледенения прослеживается как на правом, так и

на левом берегу Енисея, локализуясь, следовательно, вдоль периферии Енисейской депрессии.

На правобережье она протягивается 20—30 километровой полосой непосредственно вдоль западной границы Средне-Сибирского плоскогорья (между устьями рек Бахты и Бакланихи), а севернее р. Бакланихи, примерно до широты устья р. Сухой Тунгуски, — вдоль уступа Приенисейской предгорной равнины.

На левобережье полоса гляциально-морской аккумулятивной равнины протягивается вдоль возвышенностей Енисея — Елогуй — Дубчского междуречья и Лобового материка примерно до широты верховьев р. Артюгиной. Севернее отмечаются лишь ее небольшие останцы. Абсолютные отметки описываемой равнины вполне закономерно снижаются с 80—100—120 м на периферии Енисейской депрессии до 45—60 м в сторону ее центральных частей. Несмотря на этот заметный топографический уклон к Енисею, поверхность ее дренируется недостаточно. Следствием этого является сильная заболоченность. Очертание отдельных болот самое различное, но обычно овально-вытянутое, лопастное.

Разделяющие заболоченные участки повышения в 5—8 м высоты над их уровнем имеют плоско-холмистые, увалистые очертания. Непосредственно около Енисея и на его левобережье (т. е. ближе к центральным частям депрессии) преобладает холмистый рельеф. Но по мере приближения к Средне-Сибирскому плоскогорью, вдоль его западного края, усиливается общая холмистость рельефа. Так, по правобережью р. Верхнего Имбака, по Камсе, Фатьянихе, особенно в верховьях Бакланихи, Средней, Девятихи заметно увеличивается высота холмов и их размеры, достигающие 1—1,5 км в длину и до 10—15 м высоты. Последние местами группируются отдельными цепочками, полосами и т. д., ориентированными обычно в северо-северо-восточном направлении. Впрочем, четкой закономерности их ориентировки установить не удастся. Сложены они или нацело валунными супесями, или, что наблюдается довольно часто, лишь сверху прикрыты ими, а в основном состоят из слоистых песчано-галечниковых осадков. Это сближает их, возможно, с образованиями типа камов. Между поясами холмиков, несколько врезаясь в них, прослеживаются широкие ложинообразные долины. Морфологически они выражены слабо, но подчеркиваются унаследовавшими их современными долинами речек Татарки, Семиверстной, Средней, Девятихи и др. Вершины их теряются среди болот на поверхности предгорной равнины. Выполняющие эти ложины песчано-галечниковые осадки имеют флювиогляциальный генезис, что и определяет их происхождение как ложбин стока водноледниковых потоков конца максимального оледенения.

Эрозионная расчлененность равнины невелика. Она возрастает вдоль долин рек и ручьев, дренирующих болота междуречий, а также непосредственно вдоль уступа плоскогорья. На этих участках равнина расчленяется на плоские заболоченные увалы, подчас с крутыми склонами к руслу водотока. Глубина вреза современной гидрографической сети, а, следовательно, и относительная высота эрозионных останцов увеличивается к Енисею, достигая максимальную 35—45 м. В силу этого максимальная расчлененность гляциально-морской равнины приурочена к полосе, вытянутой вдоль Енисея.

Холмистая аккумулятивная равнина краевой части зырянского оледенения занимает в пределах изученного района небольшую территорию. Она распространяется на Енисей-Турухан-Ангутинском междуречье и узкой полосой на правобережье р. Турухана между устьями речек Нижней и Верхней Баих. Абсолютные отметки равнины достигают 55—65 м. К северу в районе типично-моренного ландшафта отметки повышаются до 80—120 м. В районе Маковского-Хетского междуречья

С. Б. Шацким в 1952 г. был отмечен весьма своеобразный холмисто-грядовый, по его мнению, конечно-моренный рельеф. Для описываемого участка уже не характерна строго определенная ориентировка отдельных холмов, а гряды отмечаются здесь в виде исключения. Высота холмов едва достигает 15—18, реже 20 м, очертания их расплывчатые, вершины плоско-округлые, склоны пологие, оплывшие. Сложены они слоистыми суглинками, песками и лишь изредка содержат линзы мелкого галечника. Это образования, видимо, типа мелких камов и даже участками — зандр и широких приледниковых разливов талых вод.

Плоская озерная равнина перигляциальной зоны зырянского оледенения примыкает непосредственно с юга к полосе холмистого рельефа, описанного выше. Она занимает обширную территорию в бассейнах Нижней Баихи и Ладыги, будучи приурочена к понижениям между Лобовым материком и возвышенностями Толстого Носа и хребта Соснового. Максимальная ширина ее в районе «Большой Тундры» достигает почти 20 км. Далее к югу озерная равнина постепенно суживается и, очевидно, выклинивается в низовьях р. Елогуя.

Наиболее высокие абсолютные отметки озерная равнина имеет непосредственно вдоль полосы холмистого рельефа края зырянского ледника. Они достигают 55—60 м и прослеживаются в низовьях р. Нижней Баихи и в бассейне р. Ладыги. Южнее абсолютные высоты равнины постепенно снижаются до 45—55 м, и в районе рек Мангутихи-Артюгиной-Сургутихи описываемая поверхность незаметно сливается со второй надпойменной террасой Енисея. Это обстоятельство не только затрудняет проведение четкой границы между енисейской террасой и перигляциальной озерной равниной, но и указывает на генетическую и возрастную близость этих поверхностей. В связи с этим становится понятным представление С. Б. Шацкого (1952), отождествлявшего и объединявшего в единую озерно-аллювиальную равнину указанные две поверхности. Тем не менее озерная перигляциальная равнина и вторая надпойменная терраса Енисея (описание см. ниже) имеют определенные морфографические различия и, пожалуй, что самое главное, сложены генетически различными осадками, которые и стратиграфически не являются вполне синхронными.

Наиболее типичный участок озерной равнины располагается в бассейне р. Нижней Баихи и имеет местное название Большая Тундра. Действительно, определяющей чертой рельефа являются здесь тысячи озер на разной стадии заболачиваемости, занимающие почти всю площадь. Они имеют различные очертания, глубину, размеры и т. д. Разделяющие их плоские, относительной высотой 1,5—2,0 м торфяные массивы с типичными грядово-мочажинными микроформами, буграми пучения, высотой до 2,5—2,0 м, термокарстовыми западинами и т. п. представляют собой, по существу, уже заросшие участки озер. Чрезвычайно важно подчеркнуть примерно одинаковый уровень большинства крупных озер, фиксирующийся на абсолютных отметках 42—44 м. В сочетании с плоским рельефом всего описываемого района это обстоятельство делает вероятным предположение о некогда едином водном бассейне типа широких разливов водно-ледниковых потоков, шедших со стороны зырянского ледника.

Однообразный озерно-заболоченный «тундровый» ландшафт оживляется лишь вдоль долин ручьев и речек системы р. Нижней Баихи. Здесь появляются дренированные эрозионные останцы озерной равнины, относительной высотой от 8—12 до 20 м. Сложены они переслаивающейся толщей горизонтально-слоистых тонкоотмученных иловатых и ожелезненных песков, супесей и глин с прослоями торфяников. Осадки имеют типично озерный облик. В пределах озерных котловин эти отложения перекрываются более молодыми озерными илами и торфяниками.

Аккумулятивно-эрозионная аллювиальная равнина включает в себя всю Енисейскую долину, с развитыми в ее пределах четырьмя надпойменными и пойменной террасами.

Она занимает преимущественно более или менее центральные части Енисейской депрессии, достигая ширины 25—30 км. В связи с этим наблюдается определенная асимметрия долины Енисея, одностороннее развитие ее в сторону левобережья.

Четвертая наиболее высокая надпойменная терраса на описываемом отрезке Енисейской долины имеет небольшое локальное распространение. Узкие полосы ее, шириной всего в 4—5 км, отмечаются вдоль правого берега Енисея между станками Чулково и Верхне-Имбатское, где они имеют высоту 65—70 м, а также в виде небольших останцов и на левобережье вдоль возвышенного Енисей-Дубчеського междуречья.

Южнее устья р. Бахты эта терраса развита значительно шире. При этом к южному замыканию Енисейской депрессии между Оплынным и Завальным ярами отмечается значительное увеличение высоты террасы до 100—105 м (Зубаков, 1956₃).

К северу от широты В. Имбатска останцы четвертой надпойменной террасы с абсолютными отметками 80—110 м отмечаются в районе станка Черноостровское — устье р. Сенькиной — хребет Толстый Нос. Существование их здесь связано, очевидно, с местными структурными особенностями.

Поверхность террасы значительно заболочена. Ее первоначальный аллювиальный рельеф сильно переработан позднейшей денудацией. В различных по длине, но всегда вытянутых в северных румбах многочисленных озерно-заболоченных понижениях в настоящий момент лишь с трудом можно распознать древние старицы, протоки и т. д. То же самое относится и к невысоким, разделяющим их плоским вытянутым участкам, очевидно, древним береговым валам и гривам. Последние сложены, как правило, супесчаными образованиями.

Терраса дренируется многочисленными речками и ручьями, вытекающими из болот ее внутренних частей. Неглубокие долины этих водотоков подчеркивают местами первичные неровности аллювиального рельефа, а при впадении в Енисей, где врез их достигает максимальной величины, расчленяют террасу на отдельные крутосклонные останцы.

Вдоль бровки описываемой террасы широким развитием пользуется весьма разветвленная древовидная сеть коротких (длиной не более 0,5—0,7 км), но глубоких, V-образных оврагов. Тальвег оврагов обычно привязан к тыловому шву бечевника. В приустьевой своей части они имеют обычно ширину не более 100—150 м и глубину до 40—50 м. Тальвег их крутой, часто завален валунно-галечниковым материалом, вымытым из морены, слагающей цоколь террасы.

Овражная эрозия имеет место только в период весеннего снеготаяния. Летом она замирает и, видимо, в засушливые годы полностью исчезает.

Четвертая надпойменная терраса весьма слабо врезана в поверхность описанной выше гляциально-морской равнины. Ее уровень не везде достаточно отчетливо отделяется от последней. Дешифрируется терраса по более выровненному рельефу и присутствию аллювиальных осадков.

Третья надпойменная терраса обладает так же незначительным распространением, как и четвертая, локализуясь по периферии Енисейской депрессии. Она занимает небольшие площади в пределах Енисей-Елогуй-Артюгинского междуречья. Далее к северу она прослеживается в виде крупных останцовых массивов у мыса Кангатовского; у станка Маркова и неширокой (3—5 км) полосой протягивается между реками Комсой, Фатьянихой и Бакланихой. Здесь она вновь переходит

на левый берег (Сосновый хребет) и, постепенно снижаясь, морфологически исчезает, примерно, на широте устья р. Сухой Тунгуски. Наконец, узкие полоски этой террасы отмечаются вдоль правого берега Енисея между станками Костино и Мельничная.

Высота террасы не остается постоянной и вполне закономерно снижается вниз по течению р. Енисея с 55—60 м (на широте р. Елогуя) до 45—50 м (около устья р. Сухой Тунгуски). В связи с этим уровень ее с юга на север сближается с поверхностями второй надпойменной енисейской террасы и перигляциальной озерной равниной.

Южный участок террасы (на Енисей-Еголуй-Артюгинском между-речье) сильно заболочен. При этом заболоченными, а следовательно, и сниженными оказываются, как правило, притыловые части террасы. Вдоль бровки поверхность террасы обычно несколько выше, но зато и более интенсивно расчленена сравнительно густой сетью постоянных, но почти пересыхающих летом мелких водотоков. Долины этих ручьев и ручейков обладают иногда шириной до 0,5 км, а их врез вблизи устья достигает 15—25 м. В большинстве случаев они, вероятно, наследуют первичные неровности аллювиального рельефа описываемой террасы. Вдоль бровки к отмеченным более или менее постоянным водотокам присоединяется еще и сравнительно густая разветвленная сетка оврагов, вполне аналогичная описанной выше.

Второй левобережный участок террасы прослеживается в виде нескольких крупных эрозионных останцов, примерно от устья речки Пакулихи до р. Турухана и носит местное название Сосновый хребет. Действительно, останцы террасы вытянуты вдоль Енисея в форме неширокой (4—6 км) несколько асимметричной гряды, высотой 55—45 м. Склон хребта, обращенный к Енисею, довольно крут, с углами до 10—12°. Противоположный склон значительно шире и положе, поэтому поверхность террасы очень плавно снижается к перигляциальной озерной равнине. Тем не менее линия подножья уступа террасы весьма отчетливо устанавливается по резкой границе распространения соснового леса, растущего на террасе, и болотно-кустарниковой растительности, распространенной на равнине.

В отличие от описанного южного участка, поверхность террасы в районе Соснового хребта мало заболочена. Значительным развитием здесь пользуются мелкие, диаметром до 5—12 м и глубиной 1,5—2,0 м западинные микроформы.

Останцы террасы у мыса Кангатовского, станка Марково и узкие полоски ее, сохранившиеся по периферии Енисейской депрессии между речками Комсой и Мироедихой, морфологически существенно не отличаются от описанных.

Уступ третьей надпойменной террасы к более низкой второй надпойменной достигает высоты максимально 10—15 м. В типичных случаях он прекрасно морфологически выражен в виде неширокого и достаточно крутого склона.

Вторая надпойменная терраса имеет весьма широкое развитие и, как уже отмечалось, морфологически и гипсометрически с трудом разграничивается с озерной перигляциальной равниной зырянского времени. Особенно близки и совершенно сливаются эти уровни в южной части описываемой территории в районе Сургутихи и Мангутихи, где средние абсолютные отметки террасы — 45—55 м, а у равнины — 50—55 м. Относительная высота террасы 30—35, максимальная — 40 м. Определенная дифференциация начинает проявляться между ними лишь севернее, ближе к краю зырянского ледника, особенно уже в сфере влияния последнего. Следует вместе с тем отметить, что терраса эта сохранилась на отдельных участках енисейской долины весьма неравномерно. Ниже Туруханска, примерно до Игарки, она встречается попере-

менно то на правом, то на левом берегах Енисея (в виде 5—6-километровой полосы, с абсолютными отметками от 40—45 до 50—55 м.

Между Игаркой и устьем р. Хантайки, непосредственно вдоль реки, терраса, вероятно, не сохранилась. Тем не менее севернее, между устьями рек Убойной и Фокиной вплоть до р. Большой Авамской, в устьевой части р. Дудинки, вновь отмечаются, хотя и сильно эродированные, останцы этой террасы. Впервые в 1953 г. она была закартирована на этом отрезке долины Енисея Г. Д. Масловым, хотя и в несколько преувеличенных масштабах.

Южнее исследованной территории, по-видимому, одновозрастный уровень прослеживается в долине Енисея вплоть до Красноярска (Зубаков, 1956_з, Казанский, 1952, Ивановский, 1954 и др.), где к нему приурочены стоянки Афонтовой горы (Громов, 1948, Нагорский 1937, 1939, 1941₂).

В пределах непосредственно описываемого отрезка енисейской долины между устьями рек Бахты и Нижней Тунгуски вторая надпойменная терраса имеет преимущественное развитие вдоль левого берега Енисея. Ширина ее колеблется (конечно, весьма условно) от 2—3 до 5—10 км. Вдоль правобережья Енисея обычно развиты лишь узкие 1,5—2 км полосы ее. Только в районе Канготово-Марково, где Енисей наиболее удаляется от западного уступа Средне-Сибирского плоскогорья, терраса расширяется до 5—10 км.

Следовательно, вторая надпойменная терраса, в отличие от более высоких, отмеченных выше, локализуется вдоль центральной части Енисейской депрессии.

Поверхность террасы, как и более высокие уровни в долине Енисея, сильно заболочена. Вместе с тем ложинообразность, вытянутость заболоченных понижений выражена здесь значительно резче, а озерно-старичные котловины еще не успели полностью зарости, поэтому имеют преобладающее развитие перед болотами. Значительно слабее развита и гидрографическая сеть мелких постоянных водотоков, дренирующих террасу.

Все это, вместе взятое, несколько выделяет описываемую поверхность от третьей и четвертой надпойменных енисейских террас.

Кроме того, у второй надпойменной террасы отчетливее выражено разделение ее поверхности на несколько приподнятую прирусловую часть, обычно в той или иной степени расчлененную, и внутреннюю, несколько сниженную, уплощенную и заболоченную. Последнее обстоятельство сближает ее с первой надпойменной и пойменной террасами.

По форме и размерам озерных котловин на своей поверхности описываемая терраса весьма существенно отличается от озерной перигляциальной равнины. Для нее характерны более мелкие овалообразные, блюдцевидные озера (особенно севернее широты Туруханска, впервые подмеченные Г. Д. Масловым), совершенно не соизмеримые с огромными заболоченными и вытянутыми озерными котловинами в пределах перигляциальной равнины.

Уступ описанной поверхности к более низкой первой надпойменной террасе Енисея морфологически выражен достаточно отчетливо, в виде крутого с углами до 25—30° склона высотой в 7—12 м.

Первая надпойменная терраса распространяется в долине Енисея между Бахтой и Туруханском почти непрерывно. Тем не менее широкого площадного развития она не имеет. Будучи наиболее хорошо выражена на левобережье, она и там достигает максимальной ширины всего лишь 3—5 км. При этом она тяготеет обычно к устьевым участкам крупных левых притоков Енисея: Турухану, Пакулихи, Манчутихи, Елогую и др. Относительная высота ее колеблется от 16 до 23 м. На правобережье Енисея и тем более по мере приближения к Средне-Сибирскому плоскогорью ширина террасы сужается до 1,5—0,5 км, а высота несколько

увеличивается до 25—26 м (Татарское-Баиха) и даже 30 м (Мирое-диха).

Таким образом, и для этой енисейской террасы, как и для описанной второй, весьма показательна локализация преимущественно к центральной части Енисейской депрессии, причем выражена она еще резче.

Ниже Туруханска описываемая терраса сохранилась очень плохо, особенно ниже Игарки. Высота ее вниз по течению реки заметно снижается до 12—14 м.

Вверх по долине Енисея от устья р. Бахты эта терраса изучена недостаточно. С. В. Эпштейн (1956) считает возможным увязывать ее с высокой поймой экстрагляциальной области. Этому как будто противоречат находки в толще ее аллювия остатков мамонта. По-видимому, условно описываемую поверхность следует сопоставлять с первой надпойменной террасой района Красноярска (Громов, 1948; Нагорский, 1937, 1939, 1941₂).

Поверхность террасы характеризуется в общем сравнительно хорошей сохранностью первичных аккумулятивных форм рельефа, особенно по левобережью. Прибровковая часть ее несет все характерные черты крупногрядистого рельефа, характерного для енисейской поймы.

Большая часть террасы представляет собой чередование обширных заболоченных низин и невысоких уплощенных гряд, высотой до 10—12 м. Этот рельеф мало чем отличается от пойменного. Но в силу того, что он уже не подновляется ежегодным паводком, он несет черты некоторого одряхления. Озера-старицы сильно заросли, а местами превратились в трясиновые болота. Гряды оплыли, задернованы и поросли крупным сосново-еловым лесом, вытесняющим мелкокустарниковую растительность.

Вдоль правого берега Енисея описываемая терраса сужается до 0,5—1 км. Прирусловая ее часть приобретает вид очень широкого, до 0,5 км, и резко асимметричного берегового вала. Склон его, обращенный к реке, крутой с углами до 30—40°, а противоположный пологий, всего 5—7°. Притеррасное понижение представляет собой пологую заболоченную ложину, иногда занятую слабым водотоком.

Уступ первой надпойменной террасы к пойме имеет высоту от 3—4 до 6 м. Обычно он весьма пологий, но в рельефе фиксируется достаточно отчетливо. Местами он расчленен короткими V-образными овражками. Впрочем, терраса в целом еще очень слабо подверглась эрозионно-му расчленению.

По и м е н н а я терраса обладает наибольшим по сравнению с другими террасами развитием на описываемом отрезке долины р. Енисея. При этом особенностью площадного ее развития является преимущественная приуроченность к левобережью Енисея, т. е., по существу, к наиболее центральным частям Енисейской депрессии.

На ее уровне современная енисейская долина образует два обширных озеровидных расширения, шириной до 20—25 км, в низовьях рек Елогуя и Турухана. Но даже и на суженном отрезке долины (между реками Сургутской и Байкалихой) ширина ее достигает 5—6 км.

На противоположном правом берегу пойменная терраса имеет прерывистое и незначительное развитие. Она прослеживается главным образом в приустьевых частях притоков, а ширина ее редко достигает 3—4 км (обычно же измеряется в 1,5—2,0 км).

Высота енисейской поймы колеблется в пределах 8—10, максимально достигая 14—15 м. Она несколько выше в местах сужения долины Енисея и ниже в районах ее четковидных расширений.

Прирусловая зона пойменной террасы обычно несколько выше остальной поверхности. В поперечном профиле она имеет уплощенный валлообразный вид, достигая ширины одного километра. Для нее харак-

терен отчетливо выраженный крупногрядистый рельеф. Гряды вытянуты параллельно руслу реки и разделены узкими, длиною в несколько километров межгрядными понижениями, занятыми староречьями, глубиною 3—5 м. Высота гряд в межень достигает 14—15 м над урезом Енисея. В суженной части долины встречаются гряды, высотой до 18 м, благодаря этому прирусловая зона здесь на 1,5—3,0 м выше, чем в четковидных расширениях. Ширина гряд изменяется от 50 до 100 м и не превышает 120 м. Форма их обычно несколько асимметричная, что хорошо выражено вблизи русла Енисея, где склоны, обращенные к реке, положе, а противоположные—более круты.

Во внутренних частях поймы рельеф становится более уплощенным, а высота террасы несколько снижается. Староречья теряют здесь свою руслообразную форму, а гряды выполаживаются и теряют закономерную ориентировку и очертания. Поверхность поймы, как правило, занята многочисленными, иногда обширными, озерами.

Вдоль тылового шва пойменной террасы вновь отмечается «оживление» рельефа за счет «вееров блуждания» боковых притоков Енисея.

Таким образом, для левобережной поймы чрезвычайно характерными морфологическими элементами являются вытянутые на несколько километров плоско-выпуклые гряды и разделяющие их еще более обширные овально-вытянутой формы понижения. Генетически первые отвечают прирусловым валам, а вторые—брошенным староречьям. Подобное строение поймы, характеризующееся крупногрядистым рельефом, отвечает особенностям гидрологии р. Енисея.

Для развития руслового потока Енисея характерны фуркации, т. е. деления основного русла на ряд параллельных стрежней. Это обстоятельство вместе с высокими 15-метровыми весенними паводками с очень быстрым спадом воды определяют отмеченный параллельный—крупногрядистый рельеф пойменной террасы, а также высоту и значительную эрозионную расчлененность прирусловой зоны.

Морфология пойменной террасы правобережья Енисея принципиально не отличается от описанной для левого берега.

Исключением, пожалуй, являются те отрезки правобережной поймы, которые тяготеют к приустьевым частям притоков. Будучи во многих случаях, по существу, конусами выноса этих рек, они несут на себе многочисленные следы «вееров блуждания» самих потоков. Роль Енисея здесь зачастую сводится к формированию прирусловых валов и корг в период весеннего половодья.

Специфические черты приобретает пойма на отрезке правого берега Енисея от Сухой до Нижней Тунгусок. Ширина ее здесь резко суживается, местами до 150—200 м, а сама она приобретает характер берегового вала, высотой 12—15 м. В цоколе этого вала, слагая эрозионный енисейский бечевник, обнажаются протерозойские породы, поднимающиеся до высоты 7—10 м над рекой. Таким образом, мощность галечно-супесчаных отложений, непосредственно формирующих вал, всего около 3—7 м. В поперечном разрезе прирусловый вал имеет несколько асимметричную форму и достигает ширины 50—120 м. Непосредственно за валом, вдоль тылового шва террасы, прослеживается ложнинообразное заболоченное понижение, шириной до 70—120 м.

Острова, прирусловые отмели и бечевник. Помимо пойменной террасы к заливаемым, в настоящий момент формирующимся элементам современной долины Енисея следует отнести как аккумулятивные, так и эрозионные (эрозионно-аккумулятивные) формы. Последними соответственно являются многочисленные острова, прирусловые отмели, косы и т. п., а также бечевник с его весьма специфическими образованиями типа корг, аллювиальных мостовых и т. д.

В пространственном распространении этих форм в пределах современной енисейской долины наблюдаются определенные закономерности. В общем виде они сводятся к преимущественному развитию аккумулятивных форм вдоль левобережья, а эрозионных (эрозионно-аккумулятивных)—по правому берегу Енисея.

В процессе образования многочисленных островов, ведущая роль принадлежит гидрологическому режиму Енисея. Фуркационное развитие его руслового потока приводит к возникновению ряда самостоятельных стрежней, разделенных участками усиленной аккумуляции. Здесь и возникают осередки, или, по-местному, «опечики», такие, как Кангатовский, Зыряновский, Татарский и др.

Первоначально они выходят из-под уровня воды только в межень. Затем, постепенно удлиняясь и наращиваясь у своего верхнего конца, они образуют невысокие с острыми верхними мысами острова. С обеих сторон, в особенности со стороны енисейской протоки, быстро возникают отмели и косы. Последние растут до тех пор, пока не образуется пересыпь, наглухо закупоривающая верхний конец протоки. Возникших таким путем мелких заиленных затонов вдоль левого берега Енисея чрезвычайно много. В дальнейшем «опечик», все более и более наращиваясь, превращается в типичный береговой вал. Ширина его растет за счет засыпания протоки и, наконец, наступает момент, когда бывший «опечик» приключается к пойменной террасе в виде молодого ее сегмента. Это сочленение происходит в первую очередь головной частью бывшего острова. В его «ухвостье», которое, как правило, остается значительно сниженным (в виде обширного полужаросшего ивняком пляжа) еще долго сохраняется остаток былой протоки. В результате наблюдается чрезвычайно характерная для левобережной пойменной террасы бухтообразно изрезанная береговая линия.

Широкое развитие в долине Енисея имеет бечевник—эрозионная или эрозионно-аккумулятивная площадка, возникающая, как правило, вдоль основания крутого и энергично подмываемого берега. В этом смысле бечевник генетически диаметрально противоположен прирусловым отмелям, пляжам, косам (и т. д.), типично аккумулятивным образованиям. В отличие от последних бечевник обладает определенными, присущими лишь ему формами поперечного профиля, микрорельефом, характером и мощностью аллювия и т. д.

На строение бечевника, как мы показали в специальной статье (Архипов, Лаврушин, 1958), оказывают ведущее влияние геологический фактор через литологию пород, слагающих берега, и динамическая фаза реки на данном отрезке ее долины. Любопытной особенностью строения енисейских бечевников является их специфический микрорельеф—корги, кекуры и «аллювиальные мостовые», сложенные грубым, «мусорным» мореноподобным материалом,—формирующимся в условиях повышенной эрозионно-аккумулятивной деятельности речного льда в периоды половодий².

Высокий, 140—200 (250) м, уровень восточной окраины Западно-Сибирской низменности территориально совпадает, по-видимому, с погребенной структурой Енисейского кряжа. Морфологически этому уровню отвечают резко очерченные в современном рельефе сравнительно широкие гряды северо-северо-западного направления, являющиеся в то же время водоразделами рек Енисея, Таза, Елогуя и Дубчеса. Наиболее высокие абсолютные отметки, до 250—260 м, наблюдаются вдоль так называемого Келлог-Теульческого вала. На тер-

² С. А. Архипов и З. В. Алешинская — доклад на Совещании по геологии и полезным ископаемым центральных районов Красноярского края, МГУ, 3—6 февраля 1958 г.

ритории Лобового материка происходит постепенное снижение рельефа до 200—140 м, что, может-быть, связано с погружением в этом направлении структуры Енисейского края.

Поверхность Лобового материка и Енисей-Дубческого междуречья (в бассейне р. Сарчихи) имеет в целом выровненный платообразный характер, несколько осложненный сравнительно мелким наложенным холмистым и холмисто-грядовым рельефом основной морены самаровской стадии максимального оледенения. Такой характер рельефа определяется, очевидно, спокойным залеганием здесь верхнемеловых пород и незначительной мощностью четвертичных отложений, сокращающейся на отдельных участках до 1,0—0,5 м. Так, в районе оз. Налимье прямо на дневную поверхность выходят породы сымской свиты. Древний доледниковый рельеф, «раскопанный» современной эрозией, оказывает определенное влияние на современный, способствуя созданию плоско-увалистых ландшафтов (западная окраина оз. Налимьего).

Другой особенностью Лобового материка является развитие в его пределах крупных и весьма глубоких озер, типа Налимьего и Дашкино, происхождение которых не совсем понятно.

По данным Ю. А. Лаврушина и З. В. Алешинской (устные сообщения), описанные озера, а также верховья рек Артюгиной, Пакулихи, Нижней Баихи и др., располагаются в широких (до 2—3 км) ложнообразных долинах, ориентированных и снижающихся в сторону Енисейской депрессии. Последние являются результатом эрозийной деятельности потоков талых ледниковых вод, стекавших в депрессию от мертвых ледяных полей, располагавшихся, очевидно, на возвышенных участках Лобового материка. К днищам отмеченных долин, по наблюдениям Ю. А. Лаврушина (устное сообщение), приурочено до двух-трех поверхностей флювиогляциальных террас, сложенных песчано-галечниковым материалом.

Крупная долина стока, по-видимому, унаследована современным Елоуем. Эта ложина, достигающая ширины 14—15 км, морфологически сливается с четвертой надпойменной террасой Енисея.

Лобовой материк в сторону Енисея обрывается 50—80-метровым крутым и морфологически четко выраженным уступом. Он имеет подчеркнуто субмеридиональное прямолинейное простираие. Его подошва, отмечающаяся примерно 50—55-метровыми изогипсами, является самой восточной линией близкого к днѣвной поверхности залегания меловых пород и развития на левобережье Енисея холмистого рельефа основной морены самаровской стадии максимального оледенения. Вдоль уступа Лобового материка, в верховьях речки Пакулихи Ю. А. Лаврушиным (устное сообщение) установлено два уровня висячих террас. Кроме того, для енисейского склона как Лобового материка, так и Енисей-Дубческого междуречья весьма показательно резкое усиление эрозийного расчленения мелкохолмистого, полого-увалистого рельефа описываемых валообразных возвышенностей. Все это вместе взятое намечает определенную аналогию с уступом Приенисейской предгорной равнины, вытянутого вдоль линии разломов, и в совокупности с геологическими данными (см. выше) позволяет предположительно проводить и вдоль уступа Лобового материка возможную линию разрывных нарушений.

ГИДРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕТЬ

(правые и левые притоки р. Енисея)

Исследованная территория располагается в бассейне среднего и нижнего течения Енисея, обладая обширной и разветвленной, но неравномерно размещенной в пространстве гидрографической сетью.

Бассейн Енисея на изученном его отрезке резко асимметричен. Правобережная водосборная его часть значительно больше левобережной. Правые притоки не только многоводнее и длиннее левых, но и протекают в общем по более древним долинам. Если левобережные енисейские притоки закладывались и оформлялись в последниково-е время, то правые, такие, как Нижняя Тунгуска, а на отдельных участках Сухая Тунгуска, Фатьяниха, Бахта в ряде случаев унаследовали древние переуглубленные и частично выполненные моренным материалом долины. Современная морфология их и направление течения в значительной степени обусловлены особенностями геологического строения и направленностью тектонических движений в антропогене на территории западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья.

Характер современной левобережной гидросети определяется в первую очередь пространственной ориентировкой водноледниковых форм рельефа, широко развитых вдоль восточной окраины Западно-Сибирской низменности. Безусловно также влияние геологической структуры и новейших движений, но проявляются они в морфологии речных долин менее отчетливо.

Самым крупным по величине правым притоком Енисея на описываемой территории является р. Нижняя Тунгуска, которая в пределы исследованного района входит лишь своим приустьевым отрезком, протяженностью около 70 км (от устья до впадения р. Бургухли). На этом участке (ниже пос. Северного) Нижняя Тунгуска прорезает вкрест простирания Туруханскую антиклиналь. Последняя, как известно, разбита на два блока с неодинаковой структурой. Это находит отражение в морфологии речной долины.

Между речкой Северной и ручьем Гремячий, река течет почти в широтном направлении с востока на запад. Долина ее имеет глубоко врезанную, корытообразную форму с крутыми выпуклыми бортами, высотой до 80—120 м. В строении бортов участвуют как палеозойские породы, так и гляциальные отложения зырянского и максимального оледенений, подстилающиеся древнеаллювиальными осадками (Голый яр). Это обстоятельство свидетельствует о том, что река протекает на данном отрезке по древней доледниковой эрозионной долине. Является ли эта долина пратунгусской или какой-либо другой реки, остается неясным. Важнее подчеркнуть унаследованный характер современной долины Нижней Тунгуски. Последняя имеет ширину от 1,0 до 1,5 км. Вдоль ее крутосклонных бортов протягиваются узкие локально распространенные террасовые уровни, высотой 35—45, 18—25 и 8—12 м. Первый из них является надпойменным, а последние два заливаются. При этом (18—25 м) поверхность занимает промежуточное положение. Она обладает обычно 8—10-метровым цоколем из коренных пород, заливается только частично и в самую высокую воду. Пойма высотой 8—12 м незначительно развита. Она имеет характер узкого 60—80-метрового берегового вала, лежащего на 3-5-метровом цоколе скальных пород и как бы прижатого или непосредственно к скалистому коренному берегу, или уступу более высокой террасы. Надпойменная (35—45 м) терраса также эрозионная с высотой цоколя до 30 м. Последний сложен не только коренными палеозойскими породами, но также и мореной максимального оледенения. Ширина террасы колеблется от 0,5 до 1,5 км, поверхность ее выровненная, слабо заболоченная.

Более высокая (вероятно, 60—80 до 100 м) терраса на описываемом отрезке нижнетунгусской долины перекрыта мореной зырянского оледенения и, следовательно, в рельефе не выражена.

Ниже Гремячего ручья, в зоне Стрельногорского разлома, река образует большую петлю резко прямоугольных очертаний. Нижняя

Тунгуска на коротком (12—13 км) отрезке четыре раза меняет свое направление с широтного на меридиональное и наоборот. Дважды она течет параллельно субмеридиональным разломам, выявляя зависимость направления долины от тектоники. Определенную роль (может быть, весьма важную!) сыграла тектоническая трещиноватость пород, сильно развитая в полосе дизъюнктивных нарушений.

Долина р. Нижней Тунгуски в районе петли резко сужается до 0,5—0,7 км, приобретая каньонообразную форму. Днище ее почти целиком занято руслом. Лишь местами у подножья крутых бортов, образующих почти отвесные скалы и уступы, прослеживаются узкие полосы бечевника и 18—25-метровой поймы. Весьма показательно отсутствие (или, по крайней мере, ничтожное локальное развитие) более высоких террас.

Ниже петли, в районе Дурного мыса, р. Нижняя Тунгуска вырывается из скалистых берегов в долину Енисея, образуя колоссальные конуса выноса.

Наиболее древний из них располагается на правом берегу между Известковым мысом и высотой 153 м на абсолютных отметках от 65—70 до 80—90 м. Песчано-галечниковые отложения его, мощностью 10—15 м, покоятся на (50—70 м) цоколе синия, образуя наклонную к Енисею террасовидную поверхность, шириной до 2—4 км. Еще более грандиозным является молодой конус выноса, срезанный под уровень второй надпойменной террасы Енисея и при его непосредственном влиянии. Длина этого конуса (35—45-метровой террасы, на которой располагается с. Туруханск) достигает 10 км. Под прямым углом вдаваясь в долину Енисея, он обуславливает его резкий поворот к западу.

В настоящий момент Нижняя Тунгуска формирует обширный конус на уровне поймы, резко сдвинув енисейский фарватер к левому берегу и перегораживая его русло вдоль правого берега (между пристанью и паводком) валунно-галечниковыми косами.

Любопытно отметить, что выход Нижней Тунгуски из области Приенисейской предгорной равнины (зоны Туруханской антиклинали) в енисейскую долину (Енисейскую депрессию) сопровождается резким расширением ее русла до 1 км и изменением режима потока, что сказалось, вероятно, в возникновении здесь огромной воронки (корчаги) глубиной до 100 м. Любопытно, что она располагается как раз на линии Приенисейского разлома. Может быть, возникновение корчаги связано с резко различной устойчивостью пород ложа потока выше и ниже разлома, на фоне некоторых подвижек вдоль последнего.

Описанные террасы р. Нижней Тунгуски вполне увязываются с долиной Енисея. Так, второй надпойменной террасе р. Енисея морфологически, стратиграфически и палеонтологически (см. в следующей главе) соответствуют 35—45-метровая терраса в долине р. Нижней Тунгуски выше Стрельных гор и конус выноса в ее устье. Первая надпойменная и пойменная террасы Енисея вполне сопоставимы с 18—25 м и 8—12-метровыми уровнями р. Нижней Тунгуски. Переходный «надпойменно-пойменный» характер (18—25 м) нижнетунгусской террасы объясняется более высокими (24—26 м до 35 м) паводками на этой реке, чем Енисее (15—18 м).

Погребенная (60—70 м) терраса, очевидно, соответствует третьей надпойменной енисейской террасе. Ее аллювий старше перекрывающих ее зырянских гляциальных отложений и моложе подстилающей нерасчлененной моренной толщи максимального оледенения.

Флювиогляциальные (частично, может быть, и аллювиальные) осадки в долине р. Нижней Тунгуски на террасовидных площадках, высотой 80—120 м, а также конус выноса около мыса Известкового отвечают

скорее всего заключительным этапам формирования левобережной перигляциальной зырянской равнины.

Крупными правобережными притоками являются реки Сухая Тунгуска, Фатьяниха, Бахта, Комса, Нижний Имбак, берущие свое начало в области западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья. В своих верховьях долины их приспособились к древним ложнообразным понижениям между горноостанцовыми массивами. Так, р. Сухая Тунгуска на протяжении почти 150 км протекает вдоль 400—700-метровой ступени Средне-Сибирского плоскогорья, в направлении регионального Вороновского разлома. Фатьяниха до слияния ее с р. Малой Фатьянихой течет по ложнине северо-западного направления, протягивающейся вдоль юго-западных уступов камней Черного и Белого, являющихся останцами 400—700-метрового уровня плоскогорья. Речки Комса, Нижний Имбак и другие следуют по широким седловинам между горами с абсолютными отметками 280—360 м и т. д.

В глубоких эрозионных врезх этих рек из-под чехла гляциальных отложений максимального оледенения обнажаются песчаные и суглинистые, видимо, древнеаллювиальные отложения. Это позволяет предполагать, что описываемые реки унаследовали древние доледниковые долины.

Современные долины, особенно их верхние отрезки, обычно имеют морфологически расплывчатые очертания.

Ниже, в среднем течении непосредственно у западного края плоскогорья, описываемые речки достигают максимальных глубин вреза (порядка 80—120 м) и вскрывают коренные палеозойские породы. Эрозия протекает здесь уже в иных условиях. Долины их резко сужаются и приобретают четковидную форму.

В тех местах, где речки прорываются через трапповые покровы или дайки, их долины имеют щелеобразную или каньонообразную формы.

На смежных участках, где борта долины сложены более податливыми осадочными породами, долины образуют овалообразные расширения. Вдоль русла протягиваются два уровня поймы и узкие полосы одной или двух надпойменных террас.

Все отмеченные террасовые уровни резко эрозионные в отличие от верхних отрезков долин, где они являются аккумулятивными. Мощность аллювия едва достигает 0,5—3,0 м.

Непосредственно к уступу Средне-Сибирского плоскогорья в сторону Западно-Сибирской низменности приурочены резкие «скачкообразные» изменения морфологии долин рек.

Места их выхода в пределы низменности фиксируются резким перегибом продольных профилей от крутых и изломанных к пологим и плавным. Сам же перегиб проявляется довольно часто в виде крупного порога с перепадом воды в 2—3 м («Карские Ворота» на р. Фатьянихе).

Резко расширяются долины, образуя довольно обширные озеровидные расширения до 4—6 км в диаметре. Борта их выполаживаются и незаметно сливаются с междуречьями в силу резкого уменьшения (до 10—15 м против 80—120 м у западного края плоскогорья) эрозионного вреза. Русла рек дробятся на рукава (р. Фатьяниха) и довольно интенсивно меандрируют (р. Комса). Сокращается количество террас. В овалообразных расширенных комсинской и фатьянихской долинах отмечается лишь пойменный и первый надпойменный уровни. Вторая надпойменная терраса и более высокие ступени (р. Фатьяниха) западнее уступа плоскогорья не распространяются. Отмеченные террасы уже не эрозионные, а исключительно аккумулятивные. В области енисейской долины реки

Бахта, Комса, Фатьяниха, Н. Имбак и другие приобретают черты, сближающие их с левобережными притоками. Эрозионный врез их невелик и лишь в устье достигает 30—40 м. В связи с этим реки эти обладают широкими с корытообразными выположенными бортами долины, в пределах которых широко развита лишь пойменная терраса. В приустьевой своей части правобережные притоки достигают значительной глубины (3—5 м в межень). Ложа их русел имеют обычно корытообразные, несколько асимметричные формы и незначительные уклоны. Течение слабое, а в половодье у некоторых из них отсутствует вовсе (реки Большая, Н. Имбак и т. д.).

Левобережные притоки Енисея являются типично равнинными реками с растянутым весенним половодьем, повышенным стоком летом и почти замирающим—зимой. Водосборная площадь этих рек невелика, поэтому они сравнительно маловодные и неглубокие. Максимальные глубины в их приустьевых частях достигают в межень 2,5—3 м. Уклоны большинства рек небольшие, течение слабое. Этому в немалой степени способствует их сильное меандрирование. Ряд крупных левых притоков—Сарчиха, Пакулиха, Артюгина и Мангутиха берут начало на валообразных массивах Лобового материка и Енисей-Дубческого междуречья. Исключение составляет Елогуй, начинающийся на Обь-Енисейском междуречье. Все эти речки впадают в Енисей в районе елогуйского расширения его долины, которое служит для них, вероятно, общим базисом эрозии, как в результате своего наинизшего гипсометрического положения, так, вероятно, и в силу своей структурно-тектонической природы. Елогуйское расширение совпадает, вероятно, с наиболее опущенной частью енисейской депрессии с сохранившейся тенденцией к отрицательным движениям.

В строении долин речек Артюгиной, Мангутихи и Пакулихи отчетливо обособляются два участка: верхний, в пределах Лобового материка и его восточного склона, и нижний, охватывающий их среднее и нижнее течение и расположенный уже в области Енисейской депрессии.

Для первого отрезка характерны широкие, до 3,5—4,0 км, глубоковрезанные корытообразные формы долин, явно не соответствующие современным водотокам. В их пределах, кроме поймы, высотой в 0,5—1 и 2—4 м (террасы), прослеживаются еще два более высоких уровня (устное сообщение Ю. А. Лаврушина), относительной высотой 5—7 и 12—15 м.

По наблюдениям Ю. А. Лаврушина, эти террасы не выходят за пределы Лобового материка, обрываясь у его восточного края.

Место выхода описываемых речек из пределов Лобового материка фиксируется заметным перегибом их продольного профиля от более крутого и изломанного к более выположенному и плавному. К этому участку реки обычно приурочены валунно-галечниковые пороги (Чертов порог на р. Мангутихе).

Ниже, в среднем и нижнем течении, уже в области Енисейской депрессии долины речек приобретают пологие расплывчатые очертания, а глубина их вреза не превышает 12—15 м, за исключением приустьевых частей, где она возрастает до 25 м. Речки очень сильно меандрируют, широкое развитие получает пойменная терраса.

Таким образом, наблюдается определенная аналогия с правобережными притоками, берущими начало в пределах Средне-Сибирского плоскогорья и впадающими в Енисей также в области Енисейской депрессии.

Весьма любопытно строение долины р. Нижней Баихи в районе хребта Толстый Нос. Прорезая хребет Толстый Нос, речка делает обширную

петлю, резко отклоняясь от своего субмеридионального направления. Долина речки в месте прорыва резко сужается и приобретает V-образную форму. Уровни террас также претерпевают определенные изменения. Так, первая надпойменная терраса, широко развитая выше и ниже прорыва и имеющая примерно одинаковую высоту, около 8—12 м, в районе прорыва хребта Толстый Нос, по существу, нацело эродирована. Лишь местами отмечаются сомнительные останцы ее, высотой до 16—20 м (?). Еще более отчетливо выступает перегиб пойменной террасы в районе прорыва. Выше и ниже последнего, или точнее, выше фактории Момчик и примерно ниже фактории Толстый Нос, она имеет высоту от 2—3 до 4—5 м. При этом пойма обладает всеми характерными чертами пойменного рельефа (чередование стариц и грив). Вдоль же хребта и в особенности на отрезке его прорыва уровень ее повышается до 6—8 м и уже частично заливается в паводок. На это указывает присутствие на террасе «черного леса», в частности ели, не переносящей длительного затопления. На заливаемой (3—5 м) пойме господствуют заросли тальника, а крупный лес отсутствует.

Наконец, можно отметить и значительно более крутой и изломанный профиль реки в районе хребта, изобилующий перекатами.

Все это вместе взятое указывает, по-видимому, на эпигенетический характер толстоносовского отрезка долины р. Нижней Баихи.

В нижнем течении долины речки расширяется до 5—7 км. Причем, судя по площадному распространению террас и рисунку староречий на пойме, р. Нижняя Баиха в недавнем прошлом впадала около фактории Фарково. Современная речка Фарковка лишь унаследовала нижнебаихинскую долину и является ее реликтовым рукавом.

Таким образом, речка Нижняя Баиха, очевидно, протекает в зоне проявления локальных молодых тектонических движений. Последние, несомненно, оказали на направление ее течения значительное влияние.

Р е к а Т у р у х а н, как и ряд ее притоков, протекает на значительном расстоянии вдоль периферии конечно-моренного ландшафта зырянского оледенения. Направление течения их более, чем у всех остальных левых притоков, подчинено площадной ориентации водноледниковых форм рельефа.

Долины их имеют морфологически расплывчатые очертания. Врез невелик и измеряется всего 18—20 м. Пологие борта незаметно сливаются с поверхностью широко развитых пойменных террас.

Подводя итог изложенному в настоящей главе материалу, можно отметить в качестве главных выводов следующие:

1. Описанный чрезвычайно разнообразный и весьма сложно построенный рельеф, вероятно, находится в теснейшей связи с тектоникой и отражает существенные различия в структурном плане отдельных районов описываемой территории.

2. Связь рельефа с тектоникой проявляется в первую очередь в площадном совпадении главных морфографических районов с вполне определенными тектоническими зонами. Она выявляется также по полному соответствию основных морфографических рубежей—уступов, разделяющих отдельные ступени (уровни) рельефа,—с региональными разломами. Даже возникновение и существование более мелких черт рельефа, как ступенчатые склоны—уступы, гряды-куэсты, плоские, слабо наклонные водоразделы, в ряде случаев размеры и конфигурация горно-останцовых массивов, характер речных долин на отдельных отрезках и т. п., находятся иногда в связи со структурными особенностями района.

3. Как результат отражения определенных различий в структурном плане и характере молодых глыбовых движений являются, во-первых,

существование на исследованной территории различных типов рельефа: структурно-денудационного по западной окраине Средне-Сибирского плоскогорья, структурно-аккумулятивного в области Предгорной енисейской равнины и типично-аккумулятивного в пределах восточной окраины Западно-Сибирской низменности. И, во-вторых, ярусность или ступенчатость современного рельефа.

Наконец, речная сеть достаточно чутко реагирует и выявляет как геологическую структуру, так и особенно направленность тектонических движений. Несомненно, именно тектоника определила существенные отличия в режиме, характере эрозионно-аккумулятивной деятельности, унаследованности древних, направление и конфигурации современных долин правых и левобережных притоков Енисея.

Глава III

СТРАТИГРАФИЯ

Настоящая стратиграфическая схема построена по данным комплексного изучения четвертичных отложений с учетом закономерностей их пространственного распространения. В ее основу положены предложения В. И. Громова (1948, 1955) по стратиграфической номенклатуре антропогена.

Следует оговориться в самом начале, что в результате неравномерного распределения имеющихся фактических материалов по отдельным стратиграфическим подразделениям четвертичной системы степень обоснованности предлагаемой схемы весьма различна.

Наименее изученными до настоящего времени остаются древнейшие эоплейстоценовые и нижнеплейстоценовые породы. До 1956—1957 гг. о них вообще ничего не было известно для описываемой территории. Только в самое последнее время, благодаря буровым работам нефтяных организаций, эоплейстоценовые и нижнеплейстоценовые отложения были вскрыты на отметках минус 240—минус 180 м (р. Турухан, фиг. 1) и минус 200—минус 120 м (р. Елогуй) в глубоком каньоне, врезанном на глубину 80—120 м в мезозойские породы. Каньон этот располагается вдоль восточного края Енисейской депрессии, опущенного в виде одностороннего грабена по линии субмеридиональных приенисейских разломов. Приенисейский грабен протягивается, видимо, непрерывной полосой от Елогуя до Турухана.

Как известно, в районе Усть-Порта также установлен древний погребенный каньон, врезанный в мезозойских породах (Сакс, 1948, 1951_{1,2}, 1953 и др.).

Таким образом, древнейшие антропогеновые породы, по-видимому, подчинены в своем площадном распространении, как правило, зонам тектонических разломов и залегают в погребенных древних эрозионно-тектонических депрессиях.

Имеющийся весьма ограниченный фактический материал позволяет описать их в самом общем виде.

Вся толща досамаровских отложений отчетливо подразделяется на 3 литолого-генетические пачки, представленные снизу вверх:

- 1) галечниками и песками, мощностью до 5—10 м;
- 2) слоистыми глинами и суглинками с маломощными мореноподобными прослоями; мощность пачки достигает 60—85 м;
- 3) слоистыми песками с прослоями галечников и суглинков, мощностью до 30—40 м.

Отложения эоплейстоцена выделяются условно.

В пределах Енисейской депрессии к ним отнесены осадки, вскрывающиеся в интервале глубин 254—265 м (скв. 9; Турухан) и примерно 170—200 м (скв. 2, 3 и 5; р. Елогуй) ниже уровня Енисея (см. фиг. 1, 2). Это—галечники серовато-желтого цвета, состоящие из галек размером от 2—5 до 25—100 мм, с единичными валунами, диаметром 100—200 мм. Среди обломочного материала преобладают желтовато-серые кварцевые песчаники и породы трапповой формации, главным образом диабазы. В значительном количестве присутствуют светло-серые доломиты, единичные гальки кварцитов и сильно измененные метаморфизованные породы типа яшм и роговиков. Галька окатана в среднем по II и III классам.

Вверх по разрезу описываемые галечники переходят в серые, сильно уплотненные пески существенно кварцевые, со значительным содержанием пироксенов и плагиоклазов, разномзернистые с гравием, а также углистыми включениями. В них в виде линз встречаются темно-серые жирные глины.

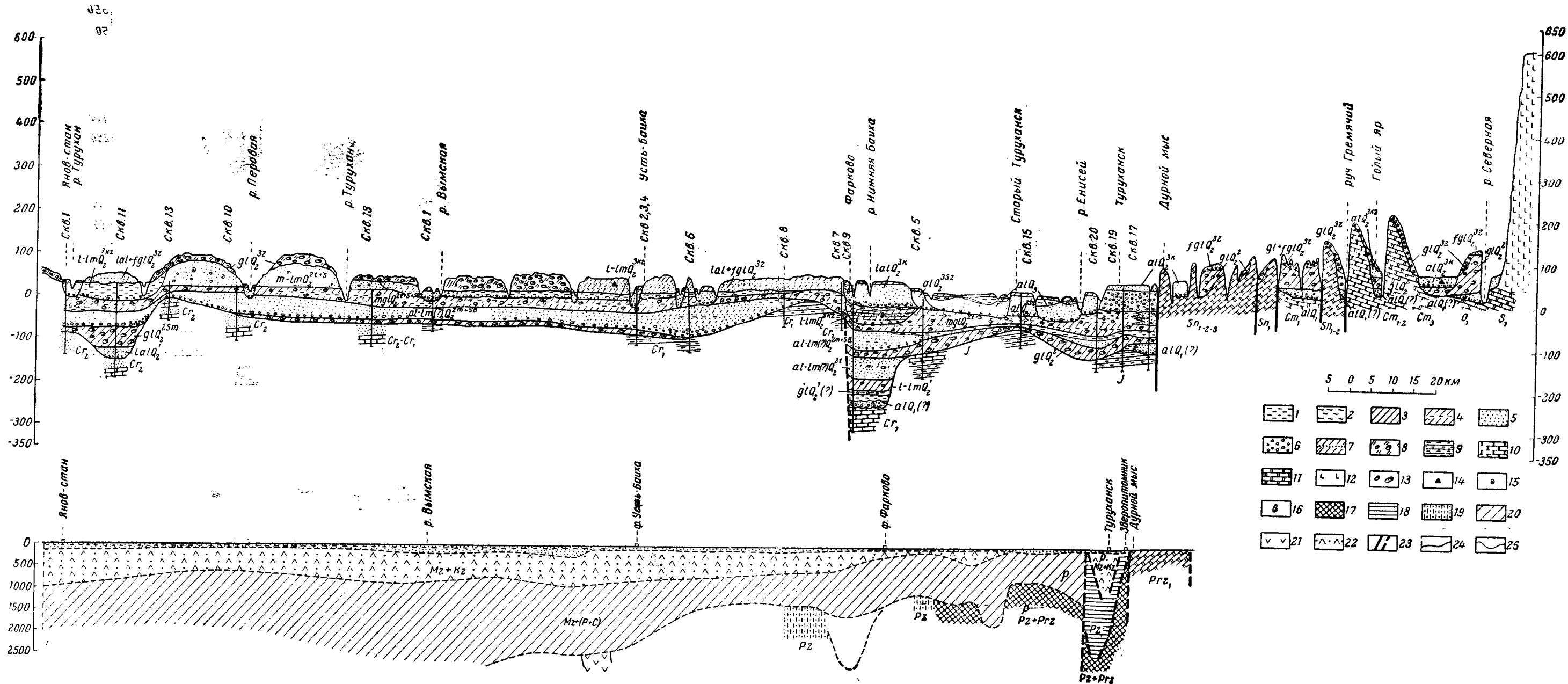
У южной границы Енисейской депрессии со структурой Енисейского края, в полосе молодых поднятий, синхронные осадки выведены на дневную поверхность. Мощность их уменьшена здесь в несколько раз, но литологически они представлены сходными отложениями. Так, в Завальном яру, по данным В. А. Зубакова, отмечаются пески и галечники, правда с более разнообразным петрографическим составом обломочного материала. Среди галек преобладают кремнистые (53%), метаморфические (22%), нормально-осадочные (14%) породы с небольшой примесью кислых изверженных (3%) и карбонатных (1%). Траппы присутствуют в явно подчиненном количестве, всего 6%. В песках, помимо переотложенной пылицы мезозойского и третичного возраста, встречаются единичные зерна пылицы четвертичного облика — *Pinus* sp., *Picea* sp. и т. д. (Зубаков, 1956_{1,2}).

Вдоль западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья отложения описываемого возраста сохранились в некоторых эрозионно-тектонических депрессиях, в том числе в районе Голого яра (фиг. 3), приуроченного к несколько опущенному восточному блоку западного крыла туруханской антиклинали.

В Голом яру эоплейстоценовые (?) отложения залегают в основании обнажения на (5—10 м) цоколе из коренных нижнепалеозойских песчаников. Они представлены конгломератом и слабо сцементированным галечником мощностью около 5 м. Обломочный материал сравнительно хорошей окатанности (II—III классы в массе) и состоит преимущественно из пород трапповой формации: диабазы, габбро-диабазы, долериты, базальты (до 65—75%). Различные песчаники, доломиты, аргиллиты, алевролиты составляют 20—30% и, наконец, в незначительном количестве (5—8%) встречаются кварцитовидные песчаники, яшмы, туфы, кварц, каменный уголь и т. п.

Заполнитель или цемент этих пород песчано-известковистый, ожелезненный. В нем встречены единичные зерна пылицы *Pinus* sp. и *Picea* sp., а также переотложенные споры и пыльца пермского и мелового возраста.

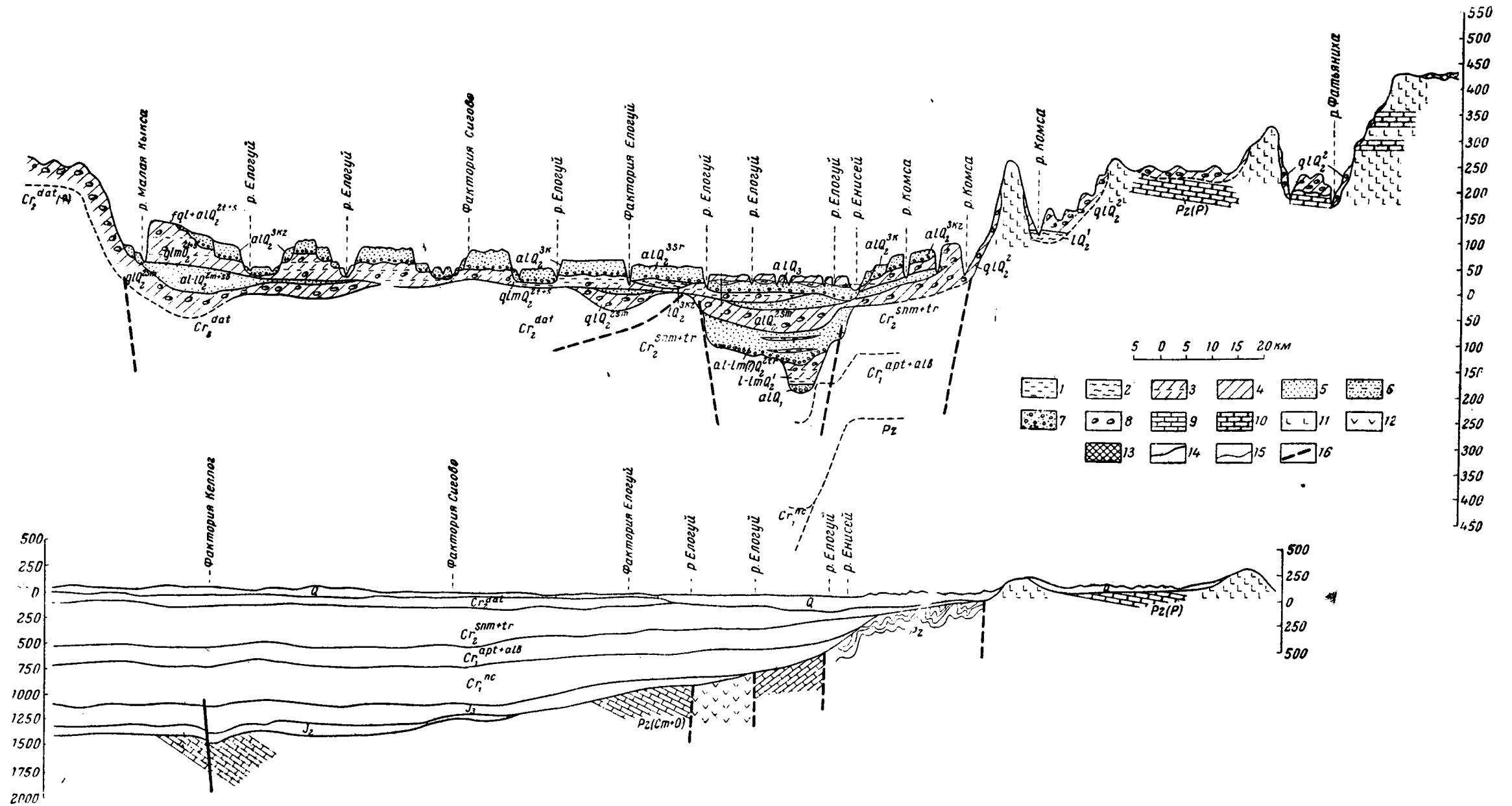
Таким образом, характерной особенностью описываемых пород является их однообразный литологический состав. Галечники отличаются хорошей окатанностью, сортированностью и небольшим диаметром галек. В них и, в особенности, в песках широко распространена косая и диагональная слоистость.



Фиг. 1. Схематический геологический профиль по линии Янов-стан—Фарково—Туруханск—Дурной мыс—Северный камень.

Верхний профиль—по данным бурения и естественным обнажениям. Составил С. А. Архипов, 1968 г.; Нижний профиль—по геофизическим данным Л. Я. Проводникова (1953).
 1—глины; 2—глины иловатые; 3—суглинок; 4—переслаивание глины и суглинка; 5—песок; 6—гальчиник; 7—переслаивание суглинка и песков; 8—валунно-галечник в супесчаном заполнителе; 9—алевролиты и аргиллиты; 10—песчанники; 11—доломиты и известняки; 12—траппы; 13—валунно-галечниковые включения; 14—находки остатков млекопитающих;

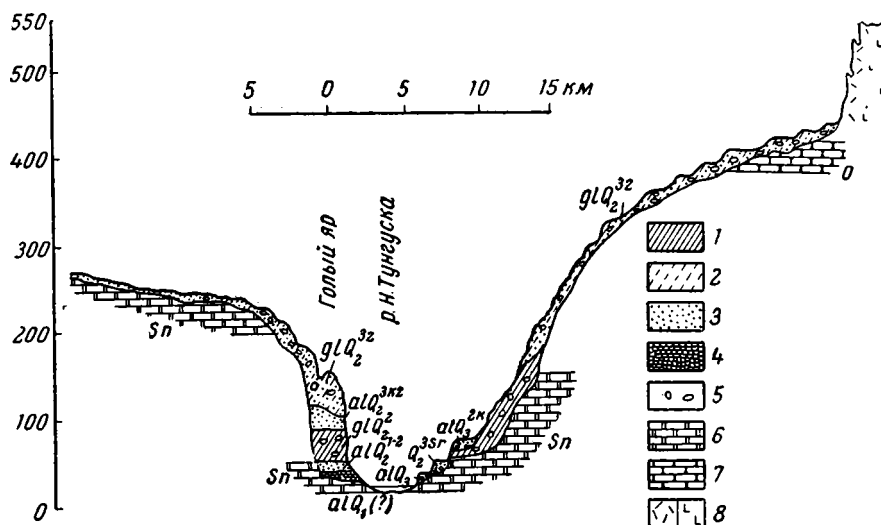
15—морская фауна; 16—пресноводная фауна; 17—переслаивание доюрских отложений; 18—разнородные палеозойские породы; 19—предположительно доюрские метаморфизованные породы; 20—отложения мезозойского и пермо-карбонного возраста; 21—изверженные и метаморфические породы; 22—разнородные преимущественно континентальные породы; 23—установленные и предполагаемые дизъюнктивные нарушения; 24—стратиграфические границы; 25—литологические границы.



Фиг. 2. Схематические геологические профили вдоль среднего и нижнего течения рек Елогуя, Комсы и верховьев р. Фатъянихи составил С. А. Архипов, 1958 г.

Верхний профиль—четвертичных отложений; Нижний профиль—мезозойско-палеозойских пород (по данным А. Ф. Черкашина, 1958) 1—глины; 2—глины иловатые, илы; 3—переслаивание глин и суглинков; 4—суглинки; 5—песок; 6—переслаивание песков и глин; 7—галечники; 8—валуно-галеч. включение; 9—известняки и доломиты; 10—песчаники; 11—траппы; 12—кислые изверженные породы; 13—следы мезозойских пород; 14—стратиграфические границы; 15—литологические границы; 16—предполагаемые дивергентные нарушения.

Важно отметить приуроченность описываемых пород к эрозионным депрессиям—древним речным долинам и, наконец, разнообразный петрографический состав галек. В Завальном яру он отражает влияние Енисейского кряжа, в Голом яру—Средне-Сибирского плоскогорья. В пределах древнего енисейского каньона, судя по данным буровых скважин, обломочный материал этих двух питающих провинций смешивается, интегрируется.



Фиг. 3. Схематический геологический профиль через долину р. Н. Тунгуска в районе Голого яра. Составил А. С. Архипов

1—суглинок; 2—супесь; 3—песок; 4—галечник и рыхлые конгломераты; 5—валунно-гравийно-галечниковые включения; 6—доломиты; 7—песчаники; 8—траппы и продукты их разрушения.

Все это, вместе взятое, не оставляет сомнения в аллювиальном генезисе описанных образований и позволяет рассматривать их предположительно как осадки Праенисея и его притоков.

Исходя из общих геологических соображений, В. Н. Сакс (1953) считает, что основные современные реки Сибири заложились и текли с юга на север уже в конце плиоцена. Он допускает, что древнейшие доледниковые аллювиально-озерные осадки могут частично относиться к плиоцену.

В смежных районах Западной Сибири М. П. Нагорский в 1950 г. также выделяет осадки (по его заключению) «вероятно, конца верхнеплиоценового возраста».

Пески и галечники, залегающие в совершенно одинаковых геологических условиях (в погребенных депрессиях), литологически сходные с вышеописанными, обнаружены в бассейнах рек Пура и Тыма С. Б. Шацким в 1956; С. П. Альтером, Ф. Я. Алявдиным и другими в 1955 г.

Этим, собственно говоря, и ограничиваются наши знания о древнейших четвертичных отложениях (эоплейстоцене).

Тем не менее грубый песчано-галечниковый состав отложений и приуроченность их к глубоким эрозионным депрессиям в пределах Западно-Сибирской низменности, а в поясе горного обрамления низменности — резкая смена условий седиментации, крупные размывы, интенсивные разрывные тектонические движения, приходящиеся на конец плиоценовой

эпохи — эоплейстоцен (Нагорский, 1950; Мизеров, 1953; Лунгерсгаузен, 1955; Шукина, 1958; Лунгерсгаузен и Раковец, 1957 и др.) — все это вместе взятое свидетельствует, возможно, о целой эпохе энергичной тектонической активности, с которой и следует, очевидно, связывать начало антропогенного периода.

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ОТДЕЛ — Q_2

Плейстоценовая эпоха подразделяется, согласно предложения В. И. Громова (1955), на три яруса: нижний, средний и верхний.

НИЖНИЙ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ ЯРУС ПЛЕЙСТОЦЕНА — Q_1^1

Отложения нижнеплейстоценового возраста («средняя пачка» глинисто-суглинистых пород досамаровского комплекса) имеют примерно одинаковое площадное распространение и условия залегания с подстилающими эоплейстоценовыми породами. Они выполняют приенисейский каньон, грабен и встречаются в эрозионно-тектонических депрессиях по западной окраине Средне-Сибирского плоскогорья. Совместное, как правило, залегание этих разновозрастных пород облегчает, при общей скудности фактических данных, их стратиграфирование, так как отложения нижнего яруса плейстоцена отличаются от эоплейстоцена резко иным литолого-генетическим составом.

В Приенисейской части Западно-Сибирской низменности, в погребенном енисейском каньоне-грабене, рассматриваемые осадки достигают мощности 60—85 м и залегают на отметках минус 230—180 м (р. Турухан) и минус 220—120 м (р. Елогуй). В нижней своей части они сложены темно-серыми с зеленоватым оттенком тонкоотмученными горизонтально-слоистыми суглинистыми осадками с известковыми конкрециями (скв. 9 на Турухане, интервал 254,0—276,5 м). Вверх по разрезу осадки несколько грубеют, появляются во все увеличивающемся количестве прослой песка, а тонкий суглинистый материал замещается суглинками и супесями. Помимо этого, начинает встречаться беспорядочно рассеянный мелкий обломочный материал (скв. 9, интервалы 246,5—202,10 м), который в ряде случаев концентрируется к определенным маломощным прослоям. Так, в скв. 9 в интервале 246,5—242 м вскрывается глина буровато-желтая, сильно песчаная, с галькой и гравием траппов и песчаников. Аналогичные прослой, внешне напоминающие морену, встречаются и в Завальном яру.

В области Приенисейской предгорной равнины и по Западной окраине Средне-Сибирского плоскогорья отложения нижнеплейстоценового возраста изучены еще далеко не достаточно. Стратиграфически они объединяют, по-видимому, не только нижние, но отчасти и среднеплейстоценовые отложения, относящиеся к туруханскому горизонту. Однако на современном уровне наших знаний подразделение их не представляется возможным. Описываемые отложения залегают в глубоких эрозионных, очень часто тектонических обусловленных депрессиях и прикрыты сверху толщей валунных суглинков максимального оледенения. В генетическом отношении они относятся к аллювиальным, аллювиально-озерным и, вероятно, лагунным образованиям.

В пределах Приенисейской предгорной равнины наибольшим распространением пользуются песчано-галечниковые, вероятно, аллювиальные отложения, приуроченные к долинам рек Нижней и Сухой Тунгусок, к эрозионно-тектоническим ложбинам между куэстами в бассейне Мироедихи и т. д.

В долине р. Нижней Тунгуски к ним относятся 15—16-метровая толща отложений, заключенная между эоплейстоценовыми (?) конгломератами и мореной максимального оледенения в обнажении Голого яра на отметках 40—55 (56) м (см. фиг. 3). Нижняя, 8—10-метровая пачка этих отложений представлена переслаивающимися между собой гравийниками и мелкогалечниками с преобладанием среди обломочного материала хорошо окатанных (II—III классы) фракций (1—2 см и 2—2,5 см). Галька и гравий состоят из траппов, туфов, туфогенных песчаников, аргиллитов, алевролитов, песчаников, реже доломитов и единичных халцедонов, кварцитов и кварца и т. д., несомненно, местного происхождения. Осадки обладают косой и диагональной слоистостью, послойной дифференциацией кластического материала, содержат линзы песка и реже супесей. Роль последних постепенно увеличивается вверх по разрезу. Верхняя 5—7-метровая пачка уже нацело сложена песчаным и супесчаным слоистым материалом, но все же еще довольно низко отсортированным, на что указывает приводимый в табл. 1 их механический состав.

Т а б л и ц а 1

Механический состав аллювиальных отложений
нижнего плейстоцена из разреза Голого яра

>3 мм	3—1 мм	1—0,1 мм	0,1—0,01 мм	<0,01 мм
17,42	27,12	46,08	5,48	3,90
33,25	28,75	35,12	1,88	1,00
—	—	72,28	23,16	4,56

В минералогическом отношении (табл. 2, 3) они отличаются высоким содержанием пироксенов (до 28%) и, что особенно любопытно, монтмориллонита (до 20%) и бейделлита (до 30%). Вероятно, это указывает, наряду с уменьшением грубости осадков, на значительную смену условий осадконакопления от бурного речного потока к более спокойному и даже, может быть, подпруженному водоему.

В долине р. Сухой Тунгуски синхронные отложения вскрываются под максимальной мореной в 5—6 км ниже устья р. Дьявольской и, по-видимому, в 3,5—4,0 км выше Большого Порога, где они представлены аллювиальными песками и галечниками.

По долинам рек Татарки, Бакланихи, Ямшиковской и по их некоторым притокам, по-видимому, синхронные осадки, подстилающие морену максимального оледенения, представлены песками с линзами и прослоями иловатых суглинков и растительным детритом. В 1955 г. А. П. Степановым из этих осадков (р. Ямшиковская) была указана (без процентного состава) пыльца древесных пород *Picea* sp., *Pinus silvestris*, *Pinus sibirica* (до 48%), *Alnus* sp. Вместе с тем отмечается кустарниковая береза, ива, а также многочисленные травянистые: *Ericaceae*, *Gramineae*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Compositae*, *Artemisia* и споры *Sphagnum*, *Lycopodium* sp., *L. appressium*, *Polypodiaceae* и т. д.

По мере движения в глубь Средне-Сибирского плоскогорья синхронные аллювиальные отложения вскрываются в долинах рек на все более высоких отметках. Типичный разрез был описан в 1955 г. А. П. Степановым в бассейне р. Фатьянихи (р. Угольная). Здесь, на абсолютных отметках 90—200 м под толщей валунных суглинков обнажаются:

Из этих осадков А. П. Степановым указывается (без процентного содержания) пыльца древесных: *Picea* sp., *Pinus* sp., *Pinus sibirica*,

- | | |
|---|-----|
| 1. Пески мелкозернистые с сажистыми включениями | 1,5 |
| 2. Гравийные пески с линзами мелкозернистого песка и супеси | 1,5 |
| 3. Ил голубовато-серый | 0,3 |
| 4. Чередование илистого и гравийного песка | 1,7 |
| 5. Чередование илистого и мелкозернистого песка | 2,3 |
| 6. Пески серые мелкозернистые | 3,0 |

недревесных: *Betula* (кустарниковая), *Ericaceae*, *Gramineae*, *Carex*, *Chenopodiaceae*, *Compositae*, *Artemisia* и споры: *Bryales*, *Sphagnum*, *Ly-copodium sp.*, *L. alpinum*, *Polypodiaceae*.

Минералогический состав аллювиальных, аллювиально-

Местонахождение	Класс, мм	Минера		
		магнетит	пикноит	роговая обманка
Голый яр, правый берег р. Нижней Тунгуски, 10 км ниже устья р. Северной	>1	—	22,02	—
	1—0,1	—	21,72	1,99
	0,1—0,01	0,62	6,75	Следы
	<0,01	—	Следы	—
Голый яр, правый берег р. Нижней Тунгуски, 10 км ниже устья р. Северной	>1	—	21,58	—
	1—0,1	—	28,46	—
	0,1—0,01	Следы	18,75	3,12
	<0,01	—	—	—
Голый яр, правый берег р. Нижней Тунгуски, 10 км ниже устья р. Северной	1—0,1	—	20,22	1,43
	0,1—0,01	3,54	21,25	—
	<0,01	—	2,05	—

Отсутствие количественных данных для приведенных спорово-пыльцевых спектров не позволяет сделать достаточно надежных выводов о характере растительности в период осадконакопления вмещающих пород тем более, что присутствие пыльцы ели как будто бы должно свиде-

Минералогический состав аллювиальных нижнеплей

Местонахождение	Класс, мм	Тяжелая						
		магнетит	ильменит	пироксены	роговая обманка	турмалин	сфен	циркон
Голый яр, правый берег р. Нижней Тунгуски, 10 км ниже устья р. Северной	0,1—0,01	6,3	Следы	59,4	2,15	Следы	0,8	0,3
	0,1—0,01	8,5	1,5	61,7	3,18	0,5	1,1	Следы

тельствовать о теплых и влажных условиях, а наличие кустарниковой березы, полыней и лебедовых скорее указывает на сухость и достаточную суровость климата. Тем не менее А. П. Степанов полагает возможным делать вывод о существовании в это время в бассейне р. Ямшиковской таежного ландшафта.

Предположительно лагунные отложения отмечаются в долинах почти всех рек Приенисейской предгорной равнины, унаследующих древние эрозионные депрессии, на отметках 50—60 м. В области плоскогорья эти осадки отсутствуют, за исключением, по-видимому, одного пункта в долине среднего течения р. Комсы, непосредственно у западного края 280—350-метровой ступени. Интересующие нас отложения приурочены здесь к доледниковой впадине и залегают на отметках 100—110 м.

Таблица 2

озерных нижнеплейстоценовых (досамаровских) пород

логический состав, %								
полевой шпат	кварц	гранат	эпидот	монт.-морил-лозит	сейделлит	обломки пород	цеолиты	каменный уголь
10,19	20,37	—	Следы	—	—	34,15	Следы	13,27
12,67	9,08	—	3,94	—	—	37,97	Следы	12,63
8,04	15,75	—	0,64	—	—	17,04	—	51,16
10,00	10,00	—	Следы	—	—	—	—	80,00
8,39	8,39	—	8,83	—	—	52,81	—	—
5,81	11,01	—	12,54	—	0,38	41,00	Следы	0,80
9,91	26,67	Следы	8,59	2,97	4,45	21,48	—	4,06
30,00	20,00	—	—	20,00	30,00	—	—	Следы
11,30	19,67	Следы	2,88	1,40	2,82	40,28	—	Следы
14,82	19,16	Следы	3,54	1,87	4,79	29,37	—	1,66
47,72	19,32	—	0,23	11,36	19,32	—	—	—

Лагунный генезис описываемых пород вытекает из их литологического облика и содержания в них пресноводно-соленоватоводных четвертичных диатомовых. Это голубоватые, серовато-синие тонкоотмученные глины, иногда илы с весьма отчетливой горизонтальной слоистостью, в

Таблица 3

стоценовых (досамаровских) отложений по фракциям, %

фракция					Легкая фракция			
кварц, днест	силлиманит	слюды	уголь	обломки пород	кварц	полевые шпаты	слюды	обломки пород
Следы	0,7	Следы	1,18	30,17	21,50	71,3	3,1	4,1
0,5	1,2	—	3,16	18,66	28,3	59,5	2,2	10,0

ряде случаев со слабым сероводородным запахом. Из глин в ряде мест (реки Хребтовая, Татарка, Сухая Тунгуска и т. д.) была извлечена, по данным 1955 г. В. Л. Фишера, Л. В. Поляковой и их сотрудников, диатомовая флора: *Cyclotella comta* (Ehr.) Ktz., *Stephanodiscus astraca* (Ehr.) Grun., *Navicula cocconeiformis* Greg., *Cymbella elegans* Jasitzky, *Cyclotella kuetzingiana* (Ehr.) Grun., *Tabella fenestrata* (Lungl) Ktz., *Eunotia praeurpta* Ehr., *Pinnularia* sp., *Surirella ovata* var. *pinnata* (W. Son.) Hust. и т. д.

По данным В. Г. Жукова (1959) и нашим наблюдениям, пачка синих глин, видимой мощностью до 8—10 м, в ряде случаев подстилается, а частично фациально замещается описанными выше песками. Это и дает некоторое основание предполагать их более молодой возраст.

По-видимому, в пользу этого предположения говорят и палеоботанические данные. В спорово-пыльцевых спектрах из глин в отличие от песков, как отмечает А. П. Степанов, отсутствует пыльца ели и отмечается преобладание березы, в том числе и кустарниковой. Кроме того, содержится пыльца обыкновенной и кедровой сосны. Из недревесных встречаются преимущественно лебедовые и полыни, а среди спор—*Bryales*, *Sphagnum*, *Lycopodium* и т. д.

В списке семенной флоры, обнаруженной Г. А. Балуевой в 1951 г., в глинах по р. Комсе указываются: *Fungi*, *Bryales*, *Selaginella selaginoides* L., *Picea* sp., *Carex* sp., *Seirpus* cf. *radicans* L., *Betula* sp., *Urtica dioica* L., *Polygonum convolvulus* L., *Chenopodium rubrum* L., *Batrachium aquatilis* L., *Ranunculus* cf. *reptans* L., *Potentilla* sp., *Menyanthes tripoliata* L., *Mentha* sp.

Таким образом, климатические условия во время осадконакопления лагунных глин, по-видимому, ухудшились. Поэтому, возможно, прав А. П. Степанов, когда говорит о лесотундровом типе растительности в это время.

Таким образом, в пределах Енисейской депрессии и вдоль западных окраин Приенисейской предгорной равнины широким развитием пользуются слоистые тонкоотмученные глины, местами с известковыми конкрециями и солоноватоводными диатомеями. Непосредственно в пределах предгорной равнины, а также в области Средне-Сибирского плоскогорья происходит частичное замещение описанных пород песчано-галечниковыми аллювиальными осадками.

К сожалению, глины, вскрытые буровыми скважинами в центральных, наиболее погруженных частях Енисейской депрессии, изучены пока не достаточно полно. Тем не менее их водное происхождение кажется несомненным. Присутствие же солоноватоводных диатомей по периферии предполагаемого водоема и находки обломков фауны в вышележащих туруханских осадках могут, по-видимому, служить указанием на его глубоководность в области самой депрессии, где поражает большая их мощность (60—80 м). Вероятно, это был морской залив или обширный эстуарий, связанный с досамаровской трансгрессией полярного моря, на которую неоднократно указывал В. Н. Сакс (1951, 1953).

В пользу сделанного вывода свидетельствуют данные геохимических анализов глин из скважины 9, любезно проведенные Н. С. Спиро в геохимической лаборатории Научно-исследовательского института геологии Арктики (НИИГА). Суглинистая порода с глубины 242,0—246,5 м, по составу поглощенного комплекса, высокой концентрации ионов хлора и натрия формировалась, по мнению Н. С. Спиро, в условиях среды с большой концентрацией солей. В то же время низкое содержание калия в составе поглощенного комплекса не позволяет признать типично морские условия. Н. С. Спиро считает, что проанализированная порода отлагалась в условиях морских лагун.

Образец тонкоотмученной глины с глубины 254,16—246,5 м, по тем же данным, указывает, по мнению Н. С. Спиро, на близкие к только что отмеченным условиям осадконакопления, но в более опресненном водоеме.

По-видимому, описанные нижнеплейстоценовые и туруханские слои вполне сопоставимы с «верхним доледниковым комплексом Советской Арктики» В. Н. Сакса (1953).

Предположение этого исследователя о проникновении досамаровской трансгрессии далеко к югу от Гыданского полуострова, несомненно, оправдывается применительно к описываемой территории. Сравнение морских нижнечетвертичных отложений северо-восточной окраины Западной Сибири с только что описанными осадками показывает не только их литолого-фациальное сходство и совершенно одинаковое положение в стратиграфической колонке, но даже выявляет их вполне соизмеримые мощности.

Загадочным остается генезис заключенных в глинистой нижнеплейстоценовой толще прослоев, обогащенных обломочным материалом. Они то и принимаются последнее время за древнюю морену. В. Н. Сакс (1953) также допускает существование древнего оледенения. По его мнению, «...морена древнечетвертичного (лихвинского или миндельского) оледенения... укладывается в рамки верхнего доледникового комплекса Советской Арктики,... представленного на севере Западной Сибири исключительно морскими осадками».

Между тем древнегляциальные (досамаровские) образования твердо по существу нигде в пределах Западной Сибири не установлены.

В самом деле, валунно-галечники на дне Усть-Енисейского каньона принимаются В. Н. Саксом (1948, 1951_{1,2}, 1953) за древнюю морену по существу только на том основании, что они содержат крупные гальки пород трапповой формации. Но точно такой же состав имеют эоплейстоценовые галечники в основании каньонов по рекам Турухану и Елогую, в эрозионно-тектонических депрессиях Голого яра и др. Хотя процентное содержание траппов среди обломочного материала здесь весьма велико (65—75% — Голый яр), эти галечники и конгломераты имеют отнюдь не гляциальное, а по всем признакам аллювиальное происхождение.

Вообще, как нам кажется, следует очень осторожно интерпретировать генезис отдельных валунов или прослоев галечников, встреченных рядом буровых скважин в основании четвертичной толщи. Необходимо иметь в виду, что на границу плиоцена и четвертичного периода, а для некоторых районов Западной Сибири и на досамаровское время приходится эпоха весьма интенсивного размыва. Поэтому эрозионное происхождение валунно-галечниковых образований, залегающих в депрессиях древнего погребенного рельефа, кажется в ряде случаев наиболее вероятным, чем отложение их проблематичным ледником.

Глубоко ошибочным является укоренившееся представление о якобы наличии древней морены в скважине Янова Стана, описанной С. Б. Шацким в 1952 г. Это недоразумение, очевидно, вытекает из того факта, что в 1951—1952 гг. Шацкий еще не выделял тазовской морены. Встретив в разрезе скважины два гляциальных горизонта, он отнес верхний к максимальному, а нижний к древнему оледенению. В настоящий момент, когда стали известны буровые данные более чем 12 скважин по р. Турухану, стало ясно, что «максимальная морена» С. Б. Шацкого является ничем иным, как гляциально-морским тазовско-санчуговским горизонтом. В этом случае возраст нижней яновстановской морены неизбежно становится самаровским, что бесспорно подтверждается разрезами соседних скважин.

Еще более дискуссионен генезис ярких галечников. Если С. Б. Шацкий (1956₁) утверждает их моренное происхождение, то В. В. Фениксова (1956) считает их типичным аллювием.

Неясное происхождение имеют и мореноподобные образования, вскрытые скважинами Гидропроекта в районе Подкаменной Тунгуски.

Нельзя оставить без внимания факты залегания мореноподобных прослоев внутри бесспорно неледникового комплекса отложений, указания на лагунно-морские условия среды седиментации, в которой возникли мореноподобные суглинки, их незначительную мощность и резко меняющийся от места к месту состав обломочного материала. Так, в скважине 9 на р. Турухане преобладают траппы, а в районе Подкаменной Тунгуски—всевозможные силициты и изверженные кислые породы, т. е. наблюдаются те же закономерные изменения, что и для аллювиальных эоплейстоценовых галечников. Различный состав кластического материала может быть обусловлен выносом рек—Нижней Тунгуски с Средне-Сибирского плоскогорья, Подкаменной Тунгуски и Енисея со стороны Енисейского кряжа.

Весьма показательным, наконец, является отсутствие древней морены среди нижнеплейстоценовых отложений по западной окраине Средне-Сибирского плоскогорья.

Палеонтологические материалы также не дают бесспорных доказательств достаточно резких колебаний климата в досамаровское время. Фаунистические данные В. Н. Сакса (1953) свидетельствуют скорее о постепенном похолодании вод Полярного бассейна, чем о неоднократном и существенном изменении его термического режима. Известно, что самые древние морские отложения верхнего доледникового комплекса, относящиеся, по В. Н. Саксу (1953), к началу «раннечетвертичной эпохи», содержат бореально-лузитанскую форму *Cardium edule* L. (р. Яра, Гыданский полуостров) и бореальные виды: *Littorina saxatilis* Ol., *Lacuna pallidula* Da-Costa (северный Таймыр) и *Cyrtodaria jensenseae* Sacks (р. Шур, р. Танама). Этот весьма теплый морской бассейн был, по-видимому, унаследован от более древнего, относящегося частично к плиоценовому времени (осадки с вымершей формой *Nucula* на Новой Земле, синхронные «нижнему доледническому комплексу» В. Н. Сакса, 1953). Но уже «раннечетвертичные» и непосредственно «предшествующие максимальному оледенению среднечетвертичные» морские отложения Советской Арктики характеризуются высокоарктической фауной *Portlandia lenticula* Möll. и, следовательно, указывают на достаточно резкое ухудшение климата.

Материалы по фауне млекопитающих, изученные Э. А. Вангенгейм (1957) для значительной части Восточной Сибири, выявляют несколько этапов в ее развитии, связанных с изменениями физико-географических условий. В частности, фауна нижней половины четвертичного периода имеет в составе южноазиатские элементы, среди которых отмечаются теплолюбивые виды: *Elephas wüsti* M. Pawl., *Rhinoceros mercki* Jäger, *Equus* off. *süssenbornensis* Wüsti и др. (Равский и др., 1956; Алексеев, 1957). Семенные флоры П. А. Никитина (1940) для центральных частей Западной Сибири также указывают на умеренно-холодный климат на всем протяжении нижнего антропогена досамаровского времени.

В 1950 г. М. П. Нагорский, обобщая многолетние работы по четвертичным отложениям центральной части Западно-Сибирской низменности и развивая представления Н. А. Никитина, рассматривает нижнечетвертичный период как эпоху, непосредственно предшествовавшую максимальному оледенению. По его мнению, изученные семенные флоры не дают права говорить о значительных климатических переменах в доледниковое время.

Достаточно хорошо согласуются, как нам кажется, с приведенными данными и результаты спорово-пыльцевых анализов досамаровских отложений из разреза Самбургской скважины.

Как известно, геологи седьмой экспедиции ВСЕГЕИ (в 1955 г.) подразделили досамаровские четвертичные отложения этой скважины на три горизонта. Два нижних—доледниковый и условно ледниковый—входят в состав нижнечетвертичного отдела, а третий—относится к первому среднему межледниковью. Спорово-пыльцевые спектры доледниковых отложений показывают существование в это время на севере Западной Сибири темнохвойной тайги. Предположительно нижнечетвертичные ледниковые осадки отличаются значительным обеднением древесной растительности и исчезновением трав, что указывает на определенное ухудшение климата. Осадки первого среднего межледниковья, казалось бы, должны были вновь содержать более «теплый» и богатый комплекс древесной флоры. В действительности же спорово-пыльцевые анализы устанавливают полное отсутствие древесной пыльцы и лишь единичные споры зеленых мхов, сфагнума и папоротников. По мнению С. П. Альтера, Ф. А. Алявдина и других, высказанному в 1956 г., «весь первый средний межледниковый период осадконакопления характеризуется неблагоприятными климатическими условиями».

Таким образом, досамаровский период антропогена для Севера Западной Сибири скорее характеризуется постепенным исчезновением лесной растительности, чем резкими чередованиями теплых и холодных периодов.

Вместе с тем, оставаясь на позиции научной объективности, нельзя не учитывать, что маломощные мореноподобные прослои встречены в Самбургской, Ныдинской, Туруханской и, по-видимому, Елогуйских скважинах. Могут ли они быть свидетелями древнего оледенения и если могут, было ли оно самостоятельным или лишь стадией максимального—за недостаточностью фактического материала остается неясным. В настоящий момент приходится считаться с определенными данными об оледенении в нижнечетвертичное время южного горного обрамления Западной Сибири (Шукина, 1953, 1958) и, быть может, северной окраины Енисейского края (Молчанов, 1926; Мизеров, 1954). Кроме этого, в последнее время появились работы (Гричук, 1957; Панова, 1957), в которых доказываются резкие колебания климата в период домаксимального оледенения, обосновывается древнее оледенение и выделяется межледниковье между ними.

Все это заставляет с большой осторожностью подойти к окончательному решению поднятого чрезвычайно важного научного вопроса. Оставляя за собой право пересмотреть его в будущем и с целью избежать пока еще недостаточно обоснованных спорных выводов, мы считаем вопрос о древнем оледенении открытым.

В то же время возникновение упомянутых мореноподобных осадков, несомненно, связано с определенными физико-географическими изменениями. Это дает основание для расчленения досамаровского комплекса и, как это было сделано выше, выделения нижнего плейстоцена и предположительно эоплейстоцена, границы между которыми условны.

Средний ярус плейстоцена — Q₂

Отложения среднего яруса плейстоцена представлены в главной своей массе комплексом ледниковых образований (основные морены, флювиогляциальные и озерно-ледниковые осадки), гляциально-морскими (водными) и, в меньшей степени, аллювиальными и аллювиально-озерными отложениями.

Гляциальный комплекс пользуется наиболее широким, повсеместным площадным распространением. Вместе с тем в его строении устанавливаются вполне определенные закономерные изменения при переходе от плоскогорья к низменности. В области последней ледниковые отложения достаточно отчетливо подразделяются на два самостоятельных горизонта.

При этом верхний из них в пределах Енисейской депрессии имеет гляциально-морское (водное) происхождение. По мере приближения к плоскогорью, а тем более в глубь последнего, верхний гляциально-морской (водный) горизонт сначала фациально замещается типично субэвальной мореной, а затем сливается с нижним ледниковым горизонтом в единую толщу.

Одновременно в том же направлении обедняется и состав гляциального комплекса. Исчезают гляциально-морские (водные) и гляциально-озерные отложения, и получают исключительное развитие моренные и флювиогляциальные осадки.

Отложения аллювиального и аллювиально-озерного (прибрежно-морского?) ряда на описываемой территории имеют узко локальное развитие, устанавливаются только в области Енисейской депрессии.

Среднеплейстоценовый ярус для Приенисейского района Западно-Сибирской низменности подразделяется на четыре горизонта: туруханский, самаровский, мессовско-самбургский и тазовско-санчуговский.

Туруханский горизонт— Q_2^{tr} известен главным образом по буровым скважинам, пройденным в центральных частях Енисейской депрессии. К нему отнесены песчаные осадки «верхней пачки» досамаровского комплекса.

На р. Турухане в скважине 9 описываемые осадки вскрываются в интервале 171,40—152,80 (150?) м ниже уреза реки, на отметках минус 180—минус 150 м. Представлены они 18—20-метровой толщей песков серых мелкозернистых, существенно кварцевых со значительной примесью темноцветных минералов и блестками слюды. Отложения, прекрасно отсортированные с тончайшей горизонтальной слоистостью (см. фиг. 1).

В усть-елогуйских скважинах 1, 2, 3 и 5 синхронные породы достигают мощности 45—50 м и вскрываются на отметках примерно минус 120—минус 70 м. Они представлены песками с прослоями галечников и глин.

В основании Бахтинского яра описанные осадки имеют видимую мощность около 10 м и представлены переслаивающейся толщей уплотненных песков и рыхлых конгломератов, замещающихся в горизонтальном направлении галечниками. Пески серовато-желтые, существенно кварцевые, мелкозернистые со значительной примесью темноцветных минералов. В тяжелой фракции преобладают пироксены (до 90%) и магнетит (до 5%). Встречаются роговая обманка, цеолиты, гранат, сфен и т. д. Легкая фракция состоит из кварца (40—50%), полевых шпатов (30—40%) и обломков пород.

Пески обладают тонкой, но отчетливой диагональной и волнисто-изогнутой слоистостью. В песках были обнаружены окатанные обломки *Saxicava arctica* L. и *Balanus* sp. indet.

Галечники и рыхлые конгломераты обладают ржаво-бурой окраской за счет интенсивного ожелезнения. Они залегают в виде подчиненных линзовидных прослоев и линз мощностью до 30—50 см в толще песка. Породы содержат высокий процент песчаных и пылеватых частиц, выполняющих роль цемента или вмещающей породы. Гранулометрический состав галечников приводится в табл. 4 (в %).

Галька размером более 25 мм встречается очень редко. Характерно отсутствие валунов.

Т а б л и ц а 4

Гранулометрический состав (в %) галечников туруханского горизонта в обнажении Бахтинского яра по классам

Галька			Гравий	Песок	Пыль и глина
25—10 мм	10—5 мм	5—2 мм	2—1 мм	1—0,25 мм	<0,25 мм
11,0	47,3	6,6	15,0	18,3	1,8

Петрографический состав кластического материала в классе +25—10 мм показывает значительное содержание метаморфизованных и контактово-измененных пород. Последние вместе с различными песчаниками и кварцем составляют более двух третей от всей массы этого класса. Изверженные породы (диабазы) составляют всего около 12% и находятся в явно подчиненном количестве.

Любопытно отметить встреченные среди галек четыре окатанных обломка светло-серого доломита с отпечатками губок типа *Favosites* и *Striatopora*. Они могли попасть в описываемые галечники скорее всего из силурийских пород, развитых по западной окраине Средне-Сибирского плоскогорья.

Таким образом, описываемые породы формировались за счет сноса как со Средне-Сибирского плоскогорья, так и Енисейского кряжа, а также за счет размыва подстилающих пород.

На это указывает и сравнительная степень окатанности обломочного материала.

Галька, подвергшаяся несомненному длительному переносу, принесенная со стороны Енисейского кряжа, окатана в общем лучше, чем породы трапповой формации.

В генетическом отношении отложения туруханского горизонта являются, вероятно, неоднородными. Севернее Бахтинского яра они могут иметь прибрежно-морское происхождение (обломки морской фауны в основании Бахтинского яра). Южнее и непосредственно в районе устья р. Бахты эти осадки, по-видимому, являются древним енисейским аллювием, на что указывает их состав и структурно-текстурные особенности.

Осадки туруханского горизонта (по скв. 9, Бахтинскому яру и т. д.) содержат ничтожное количество микрофлористических остатков (главным образом травянистых и споровых растений). В этом отношении наблюдается полная аналогия с синхронными отложениями Самбургской скважины (см. выше). Возможно, это свидетельствует о суровых климатических условиях, в которых они формировались. Содержание среди них значительного количества грубого обломочного материала, вынесенного со стороны Средне-Сибирского плоскогорья, быть может, указывает на то, что в горах в это время уже развивались ледниковые покровы максимального оледенения.

Самаровский горизонт — Q_2^{2sm} обладает максимальным развитием по сравнению с остальными горизонтами среднечетвертичного яруса. Вместе с тем на большей части территории Енисейской депрессии осадки его опущены ниже уровня рек. В естественных обнажениях они появляются только по периферии депрессии, а также широко распространены в области Лобового материка и Енисей-Елогуй-Дубческого

междуречья. По западным отрогам Средне-Сибирского плоскогорья и в пределах предгорной равнины самаровский горизонт сливается с тазовским в единый гляциальный комплекс.

Генетически отложения самаровского горизонта представлены в подавляющей своей массе моренными и в меньшей степени флювиогляциальными и озерно-ледниковыми образованиями.

Гляциальные отложения— glO_2^{2sm} представлены основной мореной самого обширного покровного оледенения Западной Сибири, известного под названием самаровского. Эта морена пользуется практически повсеместным распространением в пределах исследованной Приенисейской части Западно-Сибирской низменности. Она участвует в строении возвышенного Келлог-Теульческого вала и Лобового материка, формируя на их поверхности с абсолютными отметками 160—250 м холмисто-западинный ледниковый рельеф. В области Енисейской депрессии и особенно ее восточной, наиболее погруженной части, самаровская морена опущена до отметок минус 80—120 м.

Отмеченные резкие колебания гипсометрического залегания морены, очевидно, можно объяснить лишь последующими дифференцированными тектоническими движениями. В пользу этого говорит мало изменяющаяся мощность гляциальных отложений самаровского времени как в депрессии, так и на высоких водоразделах. В среднем она достигает 25—35 м, но местами возрастает до 40—45 м.

Самаровская морена представлена суглинками и супесями буровато-серых тонов, в значительной степени супесчаных, с большим количеством беспорядочно разбросанных галек, гравия и отдельных валунов. Порода обладает весьма характерной щебневато-ореховатой отдельностью.

Общий гранулометрический состав самаровской морены приводится в табл. 5, из которой видно, что механический состав морены является

Таблица 5

Гранулометрический состав самаровской морены, %

Местонахождение	Общий объем пробы, литр	Валуны	Галька			Гравий		Песок			Пыль и глина 0,25 мм	Пористость
		> 100 мм	100—50 мм	50—25 мм	25—10 мм	10—5 мм	5—2 мм	2—1 мм	1—0,5 мм	0,5—0,25 мм		
Бахтинский яр	30	1,5	19,8	2,8	2,6	1,4	1,9	0,7	0,7	1,8	60,1	6,7
Река Верхний Имба, 15—16 км выше устья . . .	30	1,2	20,5	3,1	1,2	1,0	1,5	1,7	2,8	5,6	54,9	6,5
Река Комса, 10 км выше устья	25	0,8	18,5	5,6	1,5	3,1	2,5	0,3	0,5	1,0	59,4	6,8
Река Фатьяни- ха, 5 км выше устья р. Безы- менной	25	1,0	20,0	5,5	4,5	4,0	3,5	Сле- ды	0,5	6,5	48,0	6,5

довольно выдержанным. Вместе с тем порода существенно пылевато-глинистая (48—60%), в разной степени песчаная (3,5—10%) и мало-валунистая (0,8—1,5%). Обломочный материал представлен в основном галькой (25—30%) со значительным содержанием гравия (до 7,5%).

Основной пелитово-песчаный материал морены изучался в шлифах под микроскопом. Согласно описаниям А. П. Брицко и Максимовой, порода обладает псаммитолитовой или псефитопсаммитолитовой структурой и массивной текстурой. Обломочный материал плохо окатанный, угловатый и совершенно несортированный. Размер обломков колеблется в больших пределах от 0,05 до 1,0 мм и в отдельных случаях до 2 мм. Кластический материал состоит на 30—40% из обломков как терригенных, так и вулканогенных пород и на 60—70% из обломков минералов. Среди вулканогенных обломков пород отмечаются чаще всего базальты и долериты, а среди терригенных—кварцитовидные, кремнистые и карбонатные породы.

Обломки минералов состоят из преобладающего кварца и пироксена, а также более редкого полевого шпата. Из аксессуарных минералов присутствуют рудные, роговая обманка, эпидот, гранат, кальцит. В виде единичных зерен встречаются цеолиты и сфен. Минеральные зерна в целом плохо окатанные, а плагиоклазы и пироксены частично или полностью сохраняют призматические очертания. Все эти обломки свободно погружены в базальный цемент, представленный бурым пелитоморфным материалом, раскристаллизованным в агрегат чешуек серицита, хлорита, минерала группы каолинита и мельчайших зернышек доломита.

Механические и иммерсионные анализы подтверждают приведенную характеристику, несколько дополняя ее. Так, механические анализы выявляют исключительную разнородность осадка (табл. 6).

Таблица 6

Механический состав самаровской морены

Местонахождение	Фракция, %						
	>2 мм	2—1 мм	1—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	0,1—0,01 мм	<0,01 мм
Бахтинский яр	1,25	0,75	1,75	8,40	20,20	28,35	39,30
Там же . . .	0,50	36,83	6,15	15,80	25,0	7,09	8,63
„ . . .	—	2,15	3,25	20,35	46,0	12,0	16,25
р. Верхний Имбак, 10 км выше устья .	3,15	5,15	33,05	18,60	21,20	5,85	25,00
р. Сарчиха, 45 км выше устья	—	6,05	11,70	35,95	29,15	9,45	7,70

Минералогический состав самаровской морены из Бахтинского яра (табл. 7), по данным Н. Г. Заикиной, характеризуется присутствием в тяжелой фракции 60—67% пироксенов, 5—16% рудных, 2—3% роговой обманки и следами эпидота, турмалина, сфена, граната и т. д. В легкой фракции преобладает кварц, хотя содержание его испытывает резкие колебания. Показательно очень высокое содержание обломков пород, достигающих 93%.

Обломочный материал—галька, гравий и валуны—разноокатанный, с преобладанием I—II классов.

Степень окатанности несколько возрастает с измельчением материала и в то же время обнаруживает определенную зависимость от состава породы. Так, трапповая галька, как правило, лучше окатана и отшлифо-

вана (в массе II, реже III класс), чем песчаниковая (I и II классы). на ней чаще встречаются ледниковые царапины и шрамы. Форма галек, особенно трапповых, имеет неопределенные округлые очертания. Удлиненные и утюгообразные гальки и валуны встречаются редко.

Минералогический состав самаровской

Местонахождение	Класс, мм	Тяжелая						
		ильменит	лейкоксен	магнетит	окислы же- леза	пироксены	роговая обман- ка обыкновенная	биотит
Бахтинский яр	0,55—0,1	2,0	0,5	5,5	5,0	65,0	2,0	0,5
Там же	0,1—0,05	2,0	—	16,0	1,0	64,0	3,0	—
“	0,1—0,05	2,0	0,1	8,0	6,0	60,0	2,0	0,3
Левый берег р. Нижней Сарчихи 23 км выше устья	0,25—0,1	6,0	—	11,0	2,0	67,0	3,0	—
Там же	0,1—0,01	4,5	—	14,0	3,0	59,0	1,5	—

Петрографический состав обломочного материала весьма разнообразный, причем это разнообразие возрастает от более крупного к более мелкому классу. Валуны (классы 100, 200 мм и выше) представлены главным образом траппами с небольшим количеством песчаников. Среди галек появляются туфы, кремни, кварциты, доломиты и кварц (табл. 8).

Приведенные данные показывают абсолютное преобладание трапповых пород среди обломочного материала самаровской морены. Соотно-

Петрографический состав гальки и валунов самаровской

Местонахождение	Процент к количеству				
	Валуны				
	>100 мм		100—50 мм		
	траппы	песчаники	траппы	песчаники	туфы
Бахтинский яр	89,3	10,7	71,49	24,94	3,57
Верхний Имбак, 15—16 км выше устья	91,3	8,7	69,35	25,65	5,00
Комса, 10 км выше устья	87,55	12,45	70,10	20,80	9,10
Фатьяниха, 5 км выше устья ручья Безымянного	90,55	9,45	71,50	25,65	2,85

шение их с различными песчаниками примерно 2:1. Галька остальных пород встречается весьма редко.

Таким образом, минералого-петрографический состав самаровской морены свидетельствует о ее формировании за счет сноса со Средне-

Таблица 7

морены по фракциям. %

фракция									Легкая фракция			
хлорит	зеленая слюда	гранат	турмалин	циркон	кшанит, дистен	эпидот	сфен	обломки пород	кварц	полевые шпаты	гидрослюда	обломки пород
1,0	0,5	0,5	1,0	—	—	0,5	—	16,0	—	—	—	—
Единичные знаки		Единичные знаки		Единичные знаки	Единичные знаки	—	Единичные знаки	14,0	5,0	1,0	1,0	93,0
0,1	0,3	0,3	0,3	—	—	0,3	—	20,3	—	—	—	—
Единичные знаки	—	1,0	Единичные знаки	—	Единичные знаки	—	—	10,0	71,0	2,0	—	27,0
—	—	1,0	0,5	—	1,0	—	—	15,0	21,0	5,0	5,0	69,0

Сибирского плоскогорья. Некоторое количество кремнисто-кварцевых галек (не более 3—5%) могло быть захвачено ледником как из мезозойских пород, отдельные поля которых сохранились и до наших дней по окраине плоскогорья, так и из толщи палеозойских отложений и трапповых интрузий.

В северной части исследованного района, в бассейне р. Турухана (скв. 2, 3, 4, 6, 1, 11 и др.) в низовьях р. Енисея (в районе Дудинок и Коммунарки, по данным норильских геологов, и в бассейнах рек

Таблица 8

морены раздельно по каждому классу крупности

подсчитанной гальки											
Галька											
50—25 мм				25—10 мм							
траппы	песчаники	туфы	кремнистые породы	траппы	песчаники	туфы	кварц	кварцит	кремнистые породы	доломиты, известняки и т. п.	контактно-измененные породы
50,48	35,18	9,52	7,14	38,80	29,10	4,22	5,66	2,55	4,19	2,5	0,5
52,30	30,70	7,35	9,65	40,25	31,15	5,60	3,00	1,55	8,15	6,30	4,00
49,80	30,10	5,15	14,5	38,10	31,25	4,45	4,20	1,50	10,35	8,55	1,60
51,30	32,40	9,35	6,95	39,45	30,35	4,95	3,05	2,20	10,35	8,15	1,50

Хеты, Агапы, по наблюдениям В. Н. Соколова, Н. Н. Куликова, С. Л. Троицкого) самаровская морена очень часто сильно перемыта и превращена в галечники, конгломераты и даже пески с отдельными валунами. Мощность ее, естественно, сокращается до 10—15 м и местами, очевидно на возвышенных участках доледникового рельефа, полностью уничтожена. Сильный размыв моренных отложений связан, по-видимому, с обширной послесамаровской трансгрессией полярного моря и вряд ли объясним исключительно эрозией рек.

Озерно-ледниковые отложения — $lg\ Q_2^{2sm}$ сохранились редко и только в южной половине района. Типичный разрез, их мощностью до 3,5 м, вскрывается в Бахтинском яру. Они залегают здесь непосредственно на самаровской морене и сложены ленточными глинами. Переход гляциальных отложений в озерно-ледниковые настолько постепенный, что подошва последних неясная, а в их нижних слоях встречаются гравий и мелкая галька. Осадки представляют собой чередующиеся ленты жирной черной, очень плотной микрослоистой глины и пылеватой серовато-бурой супеси, прекрасно отсортированной и отмученной. Границы прослоев четкие, резкие, горизонтальные. Снизу вверх по разрезу мощность черных лент сокращается с 5—10 до 1—2 мм, а серовато-бурых соответственно увеличивается от 3—5 до 15—30 мм. В результате порода постепенно теряет ленточную текстуру и опесчанивается. Общее количество лент достигает 570—580. Механический состав пачки «ленточных глин» весьма разнороден и особенно груб в ее нижней части, что наглядно показано в табл. 9.

Таблица 9

Механический состав ленточных глин самаровского горизонта

Примерная глубина, взятие образца от подошвы, м	Выход фракций, %					
	3—2 мм	1—0,1 мм			0,1—0,01 мм	<0,01 мм
		1,0—0,50 мм	0,50—0,25 мм	0,25—0,1 мм		
3,2	—	—	0,34	0,35	45,80	53,51
3,0	—	3,18	5,15	1,12	56,65	31,90
2,5	—	—	0,25	2,30	62,15	35,30
1,5	—	—	92,30	—	5,64	2,06
0,5	4,36	—	94,42	—	0,36	0,86

В минералогическом отношении ленточные глины не отличаются от самаровской морены. Глинистые минералы также представлены гидрослюдами, а в тяжелой фракции класса 1—0,1 мм преобладают пироксены (72—83%), рудные (7—21%), роговая обманка (3,5—4,5%), гранат (0,5—1,5%), встречаются зерна сфена, эпидота и т. д.

Ленточные глины Бахтинского яра, по данным Е. В. Кореневой, имеют спорово-пыльцевые спектры тундрового типа с преобладанием *Betula nana* и трав.

Мессовско-самбургский горизонт — Q_2^{2m+sb} имеет вполне определенное, узко-локальное распространение, по-видимому, приурочен к крупным эрозионно-тектоническим депрессиям. Двойное название оправдывается тем, что осадки этого горизонта представлены не только аллювиальными (Сакс, 1938, 1951_{1,2}, 1953 и т. д.), но и морскими фациями установленными С. Б. Шацким в Самбургской скважине, а также С. Л. Троицким (в 1955 г.) и норильским геологом А. В. Куликовым (в 1952 г.) в низовьях Енисея и бассейне р. Агапы.

Аллювиальные отложения — $al\ Q_2^{2m+sb}$ пользуются преимуществом распространением в южной половине исследованной тер-

ритории и по периферии Енисейской депрессии, где обнажаются в Бахтинском, Алинском, Кангатовском, Марковском ярах, по рекам Фатянихе, Бахте, Комсе и т. д. Мощность их изменяется от 10 до 20 м. В центральных частях Енисейской депрессии синхронная (30—40 м) толща осадков вскрыта в усть-елогуйских скважинах. К северу мощность осадков постепенно возрастает до 50—60 м и происходит, по-видимому, фациальный переход аллювия к морским отложениям (скв. 9, 6, 11, 8, 5 и др. по р. Турухану).

Аллювиальные осадки представлены преимущественно хорошо отсортированными и весьма однородными серовато-желтыми песками (табл. 10).

Таблица 10

**Механический состав аллювиальных осадков
мессовско-самбургского горизонта**

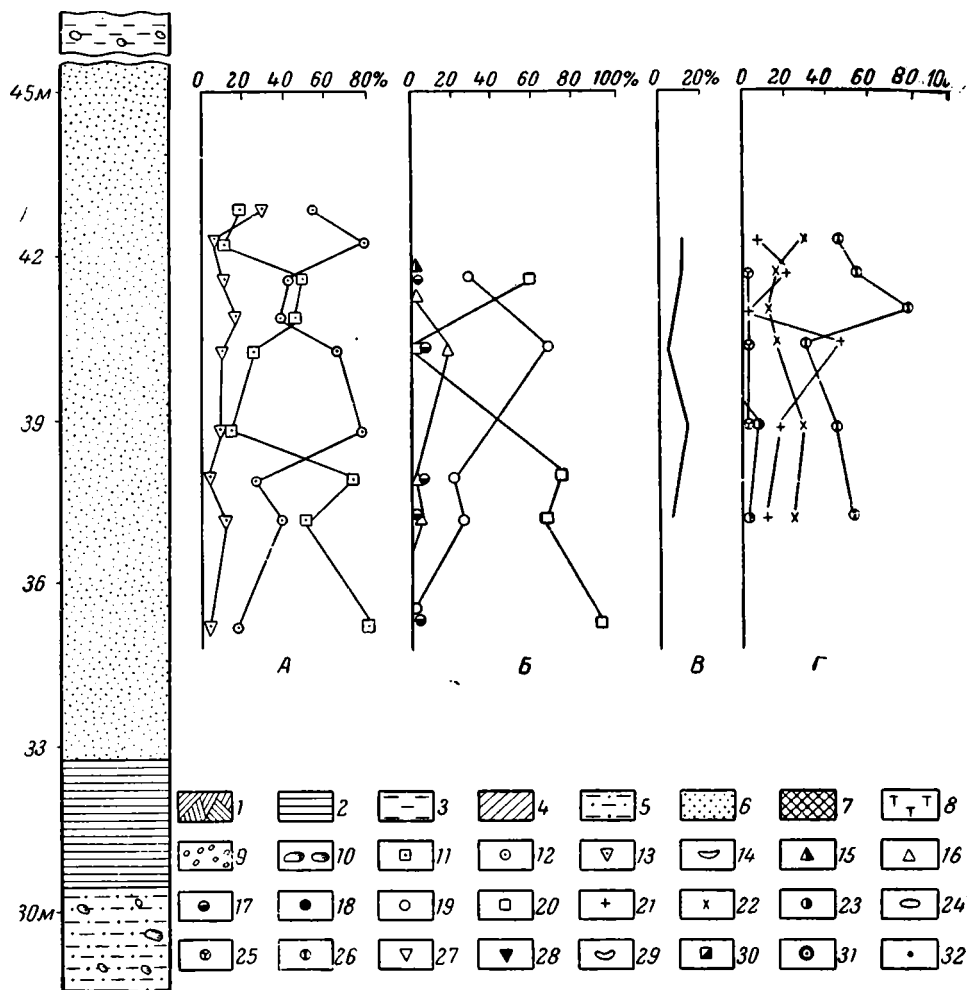
Местоположение	Фракция, %			
	>1 мм	1—0,1 мм	0,1—0,01 мм	0,01 < мм
Бахтинский яр .	—	97,74	1,32	0,94
Там же	—	98,78	0,60	0,62
„	—	98,94	0,46	0,60
„	—	97,81	0,89	1,30
„	—	98,38	0,90	0,72
„	0,8	96,60	1,00	1,60
„	0,1	96,50	1,0	2,40
„	0,1	96,75	0,6	2,55
„	0,15	83,20	7,65	9,00
„	—	82,60	8,25	9,15
Марковский яр .	—	89,94	8,36	1,70
Там же	—	96,46	2,58	0,96
„	—	93,36	5,68	0,98

Последние имеют кварцево-полевошпатовый состав с более разнообразной минералогической ассоциацией по сравнению с подстилающей самаровской мореной. Увеличивается содержание полевых (и среди них калиевых) шпатов и эпидота, несколько больше роговой обманки, отмечаются зерна апатита, рутила, тремолита, дистена и слюды (биотита и мусковита), не встречавшихся в самаровской морене (см. табл. 37 и 40).

Описываемые аллювиальные осадки обладают разнообразной косой и волнисто-горизонтальной слоистостью. Косослоистые пачки достигают мощности 1,5—3,0 м и явно преобладают над горизонтальными прослоями. Мощность слоев 3—5 мм, границы их четкие, резкие, прямолинейные. Слоистость обусловлена гранулометрическими различиями (прослойки тонко-, мелко- и разнозернистого песка, иловатых суглинков и т. д.), полосчатым ожелезнением и присутствием растительного мусора или намывного торфа.

Описанные пески относятся к русловой фации аллювия. Вместе с тем в ряде пунктов (Алинский, Кангатовский, Бахтинский яры и т. д.) значительным распространением пользуются суглинки и глины, являющиеся, по-видимому, осадками озер-стариц. Породы обычно серовато-синих тонов, иловатые, песчаные, содержат некоторое количество растительной сечки и обладают слабым сероводородным запахом. Иногда в них прослеживается неясная горизонтальная слоистость. По минералогическому составу они не отличаются от вмещающих их песков, но среди глинистых минералов, кроме гидрослюд, содержат монтмориллонит.

В песчаных аллювиальных осадках встречается пресноводная фауна. Наиболее богатые сборы были произведены в Бахтинском яру, где обнаружены многочисленные формы *Sphaerium corneum* Linne, живущие на песчаном дне крупных рек, *Radix ovata* Drop., *Valvata piscinalis* Müll., обитающие в тихих затоках и старицах, и сопутствующая им наземная *Eulota fruticum* Möll.



Фиг. 4. Спорно-пыльцевые диаграммы мессовско-самбургских отложений Бахтинского яра:

А—общего состава пыли и спор, Б—пыльцы древесных пород, В—пыльцы пана, Г—пыльцы травянистых растений.

1—почва; 2—глина; 3—суглинок; 4—суглинок; 5—супесь; 6—песок; 7—торф; 8—торф; 9—галька; 10—валуны; 11—пыльца древесных пород; 12—пыльца кустарников, кустарничков и трав; 13—споры; 14—*Larix*; 15—*Abies*; 16—*Picea*; 17—*Pinus sibirica*; 18—*Pinus silvestris*; 19—*Betula* (древесные формы); 20—*Alnus*; 21—*Artemisia*; 22—*Gnaphalium*; 23—*Gramineae*; 24—*Cyperaceae*; 25—*Ericaceae*; 26—разнотравье; 27—*Bryales*; 28—*Sphagnales*; 29—*Polypodiaceae*; 30—*Lycopodiaceae*; 31—*Selaginella selaginoides*; 32—места взятия образцов. (Составила Е. В. Коренева).

По данным Е. В. Кореновой, из отложений мессовско-самбургского горизонта (Бахтинский, Марковский яры и скв. 9) устанавливаются спорно-пыльцевые спектры тундрового и лесо-тундрового типа (фиг. 4) с преобладанием древесных пород ольхи и березы при незначительном,

не более 5%, содержания хвойных: ели и сосны. Одновременно отмечается значительное (15—20% от суммы всех сосчитанных зерен) присутствие пыльцы кустарниковой березы (*Betula nana*). Большое участие в спорово-пыльцевых спектрах принимает пыльца травянистых растений, в основном разнотравье, полыни, лебедовые и вересковые.

Весьма важно отметить значительное количество переотложенных, но хорошей сохранности третичных и меловых зерен и пыльцы: *Ulmus*, *Tilia*, *Quercus*, *Juglans* и т. д.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в мессовско-самбургское время в исследованном районе существовали открытые ландшафты с участием в растительном покрове разнообразных разнотравных ассоциаций с представителями семейств бобовых, зонтичных, гвоздичных, ворсянковых и других со значительным участием полыней, лебедовых, а также кустарниковой березы. По долинам рек, вероятно, существовали заросли ольхи. По существу аналогичные палеоботанические данные получены Л. В. Голубевой (1957) для синхронных отложений в низовьях Оби. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает (60—70%) пыльца травянистых и кустарниковых растений, отмечается высокий процент (25%) содержания кустарниковой березы. Древесные породы представлены березой, сосной, елью и кедром. По мнению Л. В. Голубевой, в низовьях Оби в это время существовали безлесные ландшафты, а в более южных районах—растительные ассоциации типа «березовых колок». Палеокарпологические исследования, приведенные В. П. Никитиным и Г. А. Балуевой в 1956 г. из «ширтинских» отложений, показали большое содержание в них холоднолюбивых и интрозональных растений. Так, для межморенных отложений бассейна р. Карельки указывается следующий список: *Fungi*, *Selaginella selaginoides* L., *Pinaceae* gen., *Juncus* cf. *lampocarpus* Ehrh., *Betula* sp., *Ranunculus hyperborens* Pottb., *Comarum palustre* L., *Viola palustris* L., *Lysimachia thyrsoiflora* L., *Menyanthes trifoliata* L., *Lycopus europaeus* L.

В бассейне р. Ватылки в этой же толще обнаружены: *Fungi*, *Sphagnum*, *Carex* sp., *Juncus* cf. *arcticus* Willd., *Ranunculus* cf. *hyperborens* Rottb., *Comarum palustre* L., *Potentilla* sp., *Lysimachia thyrsoiflora* L., *Lonicera altaica* Pall.

Таким образом, климатические условия мессовско-самбургского времени были относительно суровыми и не допускали развития древесной растительности в северной половине Западно-Сибирской низменности. Во всяком случае, они были значительно более суровыми, чем современные, и поэтому вряд ли отвечают определению «межледниковой эпохи» (Марков, 1955).

Существенно иные результаты получились у Л. А. Пановой (1957). В ширтинских отложениях из района Ханты-Мансийска она устанавливает палинологический комплекс, который, по ее мнению, отражает березово-сосновые леса с участием широколиственных пород. Это дало ей основание отнести ширтинский горизонт С. Б. Шацкого ко второму среднему межледниковью.

Таким образом, палеоботанические, а, следовательно, и палеоклиматические выводы, как и для досамаровского отрезка антропогенной истории, резко расходятся. Тем не менее в пользу межстадиального характера мессовско-самбургского горизонта, как нам кажется, помимо приведенных работ, свидетельствуют исследования О. В. Матвеевой (1958) в предгорной полосе Алтая. По ее данным, даже на юге Западной Сибири широколиственные породы вымирают в конце нижнего плейстоцена, а для ненинского (по-видимому, синхронного мессовско-самбургскому) времени устанавливается фаза развития лесостепи с островами хвойных лесов по долинам рек.

Озерно-аллювиальные отложения— $1\alpha 1 Q_2^{2m+sb}$ тесно фациально переплетаются с аллювиальными, а к северу с морскими осадками. С последними их сближает сходный литологический состав и аналогичные условия залегания и распространения в наиболее пониженной восточной части Енисейской депрессии. В усть-елогуйских скважинах 2, 3 и 7 вскрываются трех-пятиметровые пачки темно-синих, серовато-синих, иловатых горизонтально-слоистых глин с тонкими (1—3 мм) прослойками пылеватого песка и намывного торфа.

Породы в отличие от озерно-ледниковых самаровских ленточных глин состоят из смеси гидрослюд, бейделлита и монтмориллонита.

Все эти данные позволяют рассматривать описанные глинистые породы в подавляющей своей массе озерными образованиями, связанными определенным образом с морскими осадками в бассейне р. Турухана. На это указывают, в частности, постепенные изменения самих отложений с юга на север. Сильно иловатые, со слабым сероводородным запахом глины, совершенно аналогичные современным старичным осадкам, замещаются в туруханских скважинах 9 и 12 стальными-серыми жирными глинами без каких-либо следов сероводородного заражения и слоистыми песками.

Морские отложения мессовского возраста впервые были установлены норильскими геологами в Дудинском районе. К этой точке зрения присоединяется С. Л. Троицкий, рассматривающий мессовские отложения «...как совокупность прибрежно-морских, дельтовых и аллювиальных фаций...» (1955 г.).

Позднее, в 1956 г., С. Б. Шацкий выделил синхронные морские осадки под названием «самбургского горизонта» в разрезе Самбургской скважины в интервале 103—3,50 м. Они залегают здесь на резко размытой самаровской морене. В основании разреза вскрываются грубые пески с галькой (103—61,30 м), сменяющиеся затем мелкозернистыми песками, супесями и суглинками (61,30—56,70 м) и, наконец, жирными глинами (56,70—28,0—3,50 м).

По всему разрезу описанной толщи широко представлена бореальная фауна. С. Л. Троицкий с глубины 71,0—61,60 м определены следующие виды: *Balanus hameri* Asc., *Buccinum* sp., *Astarte montagui* Dill. var. indet., *Macoma calcarea* (Chemn.), *Mya truncata* Linné, *Cyrtadaria jensenseae* Saks. В нижней части интервала 61,60—50,70 м *Balanus hameri* Asc., *Proplamussium gröenlandicum* (Sowerby) f. *major*, *Astarte montagui* (Dill.) var. indet., *Mya truncata* Linne, а в верхней части — *Balanus hameri* Asc., *Buccinum* sp., *Astarte montagui* (Dillwn) spp., *Striata* Leach., *Macoma calcarea* (Chemn.), *Mya truncata* Linné и, наконец, на глубине 50—70—42,70 м—*Macoma calcarea* (Chemn.), *Astarte montagui* (Dill.), *Leda* cf. *pernula* (Mill.). Приведенный состав фауны, по свидетельству С. Л. Троицкого, не дает права отнести ее к санчуговскому горизонту В. Н. Сакса. Особенно важным обстоятельством является присутствие обломков *Cyprina islandica* L., которая, как известно, вместе с *Cyrtosaria jensenseae* Saks характерна для более теплого казанцевского бассейна.

Исходя из этого, С. Л. Троицкий предположил казанцевский возраст осадков приведенного разреза.

Между тем самбургская скважина заложена в основании естественного обнажения, в котором, по В. Н. Саксу, вскрываются санчуговские оскольчато-щелчеватые суглинки с большим количеством обломочного материала, в том числе и валунов, а также содержится фауна *Portlandia lenticula* Möll. Стало быть, самбургская трансгрессия, стратиграфическое положение которой характеризуется залеганием между самаровской мореной и санчуговским горизонтом В. Н. Сакса, предшествовала

санчуговскому времени, являясь более древней. Условия формирования отложений собственно санчуговского горизонта, по мнению С. Б. Шацкого и др., ледниково-морское, так как на это время приходится тазовское оледенение.

Таким образом, именно в самбургское время начинается обширная постсамаровская трансгрессия. Распространение ее к югу, по-видимому, фиксируется по площадному размыву подстилающей самаровской морены. Поэтому южная граница самбургско-мессовского бассейна проходила примерно у широты г. Туруханска. Море проникло сюда как по долине Енисея, так по Туруханской депрессии из Таз-Пуровского района. В ряде туруханских скважин самбургско-мессовские отложения залегают на сильно размытой самаровской морене, превращенной в базальные галечники и пески с валунами (см. фиг. 1). Они сложены 50—60-метровой толщей переслаивающихся глин, суглинков, супесей и песков. Суглинистые породы тонкоотмученные, слоистые в отдельных прослоях с растительным детритом, единичной галькой и мелкими известковистыми конкрециями. Пески серые существенно кварцевые, тонко-мелкозернистые глинистые. Вверх по разрезу как в скважинах, так и естественных обнажениях по Турухану рассмотренные отложения постепенно переходят в тазовско-санчуговскую толщу, из которой М. А. Лавровой была определена фауна: *Astarte crenata* Gray и *Macoma* sp. (*calcareae*?) (Архипов, Зубаков, Лаврушин, 1957).

В долине Енисея, в основании разреза Пупковского яра, вскрывающего тазовско-санчуговские отложения В. А. Зубаковым (устное сообщение) была найдена *Cyprina islandica*. Такая бореальная форма известна из отложений, пройденных самбургской скважиной, что дает, может быть, косвенное указание на проникновение и сюда моря. Южнее заведомо морские самбургские осадки, видимо, фациально замещаются синхронными прибрежно-морскими, дельтовыми и типично аллювиальными осадками, описанными выше.

Тазовско-санчуговский горизонт— Q_2^{2t+s} объединяет сложно построенную толщу гляциально-морских (водных) и перекрывающих их аллювиально-прибрежно-морских отложений, а также синхронные им флювиогляциальные и озерно-ледниковые осадки в горах и на приподнятых участках приенисейской части низменности (Лобовой материк, Енисей-Елогуй-Дубчское междуречье и т. д.).

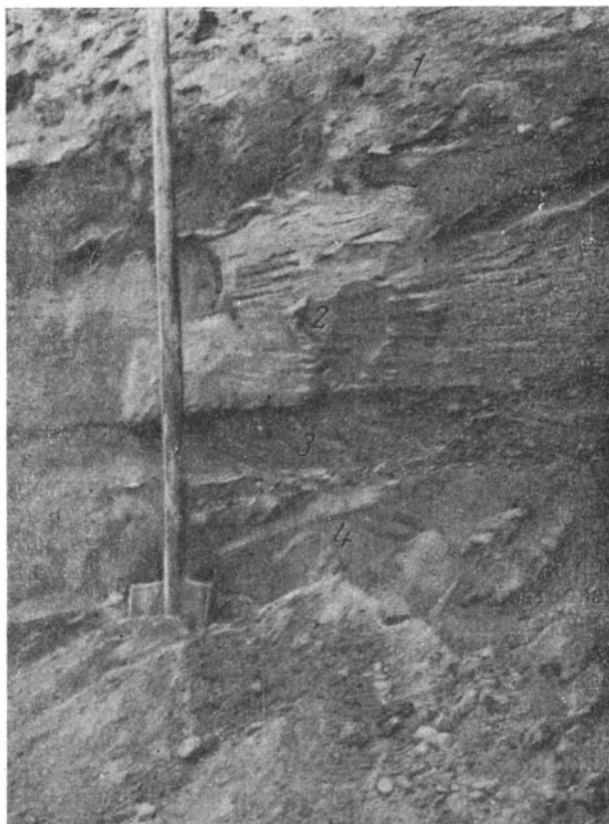
Гляциально-морские отложения — $glm\ Q_2^{2t+s}$ распространены в пределах Енисейской депрессии. В бассейне р. Турухана, в районе Самбурга, в низовьях Енисея и т. д. они связаны постепенным переходом с морскими мессовско-самбургскими отложениями и обладают наиболее ярко выраженным марино-гляциальным генезисом. Южнее широты Туруханска по периферии Енисейской депрессии, у подножья Средне-Сибирского плоскогорья, наблюдается их, вероятно, клиновидное залегание на подстилающих аллювиально-озерных образованиях.

Линия контакта обычно четкая, без следов резкого размыва, смятия и деформаций подстилающих слоистых песков. В этом проявляется одно из генетических отличий отложений тазовско-санчуговского горизонта от самаровской морены. Самаровский ледник деформировал свое ложе, в его донных моренах встречаются отторженцы пород, по которым он прополз. С севера на юг происходит вдоль уступа плоскогорья фациальное замещение марино-гляциальных осадков субэральными гляциальными образованиями, а по отрогам гор — слияние с самаровской мореной в единую моренную толщу среднеплейстоценового оледенения.

Субэральная тазовская морена (реки Комса, Хариусная, Фатьянха и т. д.) внешне мало чем отличается от вскрывающейся нередко в том же обнажении самаровской морены, отделяясь от последней пачкой

аллювиально-озерных или флювиогляциальных отложений. Это те же супеси и суглинки грязно-серовато-бурых тонов, оскольчато-щебневатой текстуры, с большим количеством беспорядочно рассеянного в породе гравия, гальки и валунов с гранулометрическим и минералого-петрографическим составом, аналогичным самаровской морене.

В правобережных енисейских ярах описываемый верхний гляциальный горизонт максимального оледенения, выделенный автором в 1954—1955 гг., постепенно приобретает марино-гляциальные черты.



Фиг. 5. Марковский яр. Гляциально-морские тазовско-санчутовские отложения. Видно переслаивание сверху вниз:

1) пепельно-серых суглинков с гравием, галькой и валунами; 2) светло-желтого тонкозернистого пылеватого волнистослоистого песка; 3) линзовидного прослоя гравия с мелкой галькой (вправо от лопаты), переходящего (влево от лопаты) в серовато-бурую грубую супесь с редкой мелкой галькой и гравием; 4) пески, аналогичные слою 2.

Прежде всего это сказывается в литологическом облике рассматриваемых отложений. В отличие от весьма однородной валуно-суглинистой самаровской морены по разрезу марино-гляциальных осадков и в горизонтальном направлении наблюдаются то постепенные, то резкие литологические переходы от грубых песчанисто-супесчаных пород с обилием гравия и гальки к глинистым иловатым, более отмученным осадкам. Местами отмечаются прослои пылеватого песка с резко выраженной косой слоистостью. Линзовидно-слоистое строение описываемых осадков подчеркивается то беспорядочно разбросанными, то дифференцированно

и послойно расположенным в них кластическим материалом. Содержание его в осадках то резко возрастает до 25—30% (от общего объема проб), то сокращается до практически полного исчезновения (верхняя часть Алинского разреза).

В качестве примера линзовидно-слоистого строения рассматриваемых отложений может служить несколько сокращенное описание Марковского яра (фиг. 5):

	Мощность, м
1. Почвенно-растительный слой	0,2
2. Покровная супесь палево-желтого цвета, песчаная, пылеватая, неяснослоистая, полосами и пятнами ожелезненная	1,2—1,5
3. Суглинок грязно-бурого цвета, песчаный, комковатый с редкой мелкой галькой и гравием, слоистый. Слоистость обусловлена тонкими волнисто-изогнутыми прослойками песка и полосчатым ожелезнением	1,5—1,8
4. Песок ржаво-желтый, кварцевый, с большим содержанием темноцветных минералов, разнотельный, с линзами гравия и мелкой гальки, грубослоистый	0,4—0,5
5. Песок серый с буроватым оттенком, кварцевый, тонкозернистый, глинистый, с неясной тонкой горизонтальной слоистостью, обусловленной 3—5 мм прослойками глинистого материала	0,3—0,4
6. Суглинок грязно-бурого цвета, глинистый, комковато-щебневатый, с большим количеством гравия, гальки и отдельными валунами размером 100—200 мм	1,2—1,3
7. Переслаивание наподобие ленточных глин серовато-бурого песчанистого суглинка с гравием и буровато-коричневой глины. В породе встречаются отдельные гальки до 25—50 мм, располагающиеся независимо от слоистости, как бы «плавающие» в общей массе осадка	0,2—0,3
8. Супесь желтая, песчаная, пылеватая с тончайшей горизонтальной микрослоистостью	0,2—0,3
9. Суглинок грязно-серый, пепельно-серый, сильно песчаный, с щебневатой отдельностью, с частыми 1—3 см прослойками гравийных песков. В породе беспорядочно разбросаны гравий, галька и валуны размером до 200 мм	0,3—0,35
10. Супесь темно-серая, грубая, сильно песчаная, переполнена гравием и мелкой галькой, встречаются валуны углообразной формы диаметром до 250 мм. На двух валунах встречены шрамы и полировка	0,5
11. Переслаивание, аналогичное слою 7	0,3—0,5
12. Супесь, аналогичная слою 10, но с большим количеством обломочного материала и валунами до 250—500 мм, обнаруживающих определенную послойную дифференциацию по крупности. Порода в целом грубо-горизонтально-слоистая, что связано с частыми, но невыдержанными (5—10 см) прослойками песка, нередко косослоистого	1,5—1,6
13. Гравийно-галечниковая линза, сложенная в основном из гравия и в меньшей степени из галек диаметром 5—10 мм. Обломочный материал окатан по II и I классам	0,2—0,25
14. Песок желтовато-серый кварцевый, мелкозернистый, косослоистый. Слоистость обусловлена тонкими (1—3 мм) прослойками почти черного песка за счет обогащения темноцветными минералами (естественный шлик)	0,2—0,3
15. Суглинок, аналогичный слою 9	0,3—0,4
16. Песок буровато-желтый, кварцевый, мелкозернистый, хорошо отсортированный, косослоистый	0,3—0,4
17. Суглинок, аналогичный слоям 9 и 15, но с линзами до 5—10 см тонкослоистых глин	0,2
18. Песок, аналогичный слою 16	0,6
19. Линзовидное переслаивание пепельно-серых песчаных суглинков и супесей оскольчато-щебневатых, переполненных гравием, галькой и валунами до 250—500 мм	9,0—9,5
20. Суглинок, аналогичный слоям 9, 15, 17	1,0

Аналогичное линзовидное переслаивание отчетливо устанавливается даже в буровых скважинах по р. Турухану в устье р. Сарчихи, по Енисею и т. д.

Песчаные линзовидные прослои значительно увеличиваются по мощности. В скважинах по р. Турухану они уже в три—пять раз мощнее Марковского яра, расположенного в 200—300 км к югу.

Пески существенно кварцевые, но отдельные его прослои—с большим количеством (до 80%) темноцветных минералов. Окраска их изменяется от грязно-серых до бурых, зеленовато-серых, желтых, охристых тонов.



Фиг. 6. Правый берег р. Енисея между станками Баиха и Пупково. Видна слоистость в толще гляциально-морских тазовско-санчуговских отложений.

Пески в разной степени сортированные, от разнозернистых гравийных с галькой и валунами, до тонких глинистых. Осадки, как правило, слоистые. В грубых песчаных породах прослеживается косая, в тонких глинистых — горизонтальная, слоистость.

Наряду с песчаными прослоями появляются и начинают играть заметную роль линзы тонкоотмученного и тонкослоистого серовато-синего суглинка (реже глин) с известковистыми конкрециями (Черноостровский, Пупковский яры. (фиг. 6), низовья р. Турухана, Толстый Нос и т. д.).

От ленточных глин, встречающихся в толще гляциальных осадков Бахтинского и некоторых других яров, эти осадки отличаются не только внешними литологическими признаками, но и по составу глинистых минералов—присутствием наряду с гидрослюдой монтмориллонита и бейделлита.

Другой важнейшей особенностью описываемых отложений, также свидетельствующей о их марино-гляциальном происхождении, являются многочисленные находки остатков морских моллюсков. Обломки, разрозненные створки, а также хорошо сохранившиеся раковины с обеими створками найдены в 1955—1957 гг. в ряде буровых скважин, особенно в естественных обнажениях.

В 1955 г. обломки и отдельные створки *Astarte crenata* Gray., *Macoma* sp. (*calcareea*?), по определению М. А. Лавровой, были впервые найдены Ю. А. Лаврушиным (Архипов, Лаврушин, 1956) в тазовской морене на р. Турухане, в 25 км выше фактории Фаркова. В 1956 г. находки Лаврушина были подтверждены автором, а также С. П. Альтером (устное сообщение) новыми сборами. Летом 1956 г. автором в тазовской морене в районе Толстого Носа на р. Нижней Баихи (приток р. Турухана) было обнаружено несколько экземпляров прекрасной сохранности *Portlandia arctica* Gray., *Portlandia lenticula* Möll. (определения С. Л. Троицкого).

В 1957 г. автором и З. В. Алешинской в керне скважин 17 и 19 (г. Туруханск) и скважины 15 (Старый Туруханск) в отложениях тазовского гляциального горизонта были отмечены остатки морских моллюсков, но из-за плохой сохранности керна удалось извлечь лишь неопределимые обломки *Bivalvia* из интервала 66,0—78,3 м в скважине 15.

Первые сборы морской фауны из отложений тазовской морены в правобережных енисейских ярах между станком Баихой и устьем Елогуя были произведены в 1956 г. В. А. Зубаковым и Д. И. Семевским (Зубаков, 1957).

Летом 1957 г. указанные сборы были значительно дополнены автором и З. В. Алешинской. По Енисею остатки морской фауны были найдены еще далее к югу, вплоть до Оплывного яра (около 10 км южнее Подкаменной Тунгуски). Кроме того, весьма плодотворными оказались поиски фауны по р. Девятихе, впадающей в Енисей ниже станка Пупково, и р. Верхней Сарчихе.

В нескольких правобережных енисейских ярах между станками Баиха и Пупково в интервале отметок 25—27 м, 35—40 м отмеченными исследователями в 1956—1957 гг. были собраны, по определению С. Л. Троицкого, неполные экземпляры, створки и более мелкие обломки *Portlandia arctica* Gray., *Astarte montagui* (Dill.), *Macoma* sp. *calcareea*, *Astarte* cf. *crenata* Gray, *Macoma baltica* L., *Astarte montagui*, *Saxicava arctica* L. и т. д.

Кроме того, на бичевнике были встречены обломки: *Leda* sp. indet., *Mya truncata* Linke, *Saxicava* sp. indet., неопределимые *Bivalvia* и т. д.

По р. Девятихе обломки и целые экземпляры морских моллюсков в тазовской морене были встречены в восьми пунктах. Абсолютные отметки, на которых они были обнаружены, поднимаются с 25—28 м в устье Девятихи до 90—95 м в ее верховьях. В списках фауны, по данным С. Л. Троицкого, отмечаются: *Portlandia arctica* Gray., *Astarte* cf. *montagui* (Dill.), *Turritella* cf. *crocea*, *Macoma* sp. indet., обломки *Bivalvia*, а также, по-видимому, мезозойских моллюсков.

К югу от широты Пупково — Толстый Нос остатки морской фауны в тазовско-санчуговских осадках встречаются все реже и реже, а среди находок начинают преобладать обломки. Летом 1956 г. В. А. Зубаковым и Д. И. Семевским непосредственно из отложений, а также из осыпи, из обнажений, расположенных около устья ручья Половинного, у станка Алинского, в 6 км выше Кангатовского мыса и в 1 км ниже станка Марково была извлечена морская фауна. Среди находок оказались обломки *Astarte crenata* (Gray.), *Astarte compressa* (Linne), *Astarte* sp. indet., *Macoma* sp. indet., *Saxicava arctica* L., *Mya* sp. и неопределимые обломки *Bivalvia*.

Автором и З. В. Алешинской в аналогичных условиях остатки фауны были обнаружены в основании обнажений Алинского яра, на правом берегу Енисея против Чулковской молочно-товарной фермы в 15 км выше станка Мирное, в 2 км ниже станка Лебедь, в 5 км ниже устья ручья Гремячего. В этих сборах, по данным С. Л. Троицкого, встречаются *Astarte* sp. indet., *Macoma* cf. *calcareea* и неопределимые обломки *Bivalvia*.

Кроме того, фауна была обнаружена в четырех пунктах по р. Верхней Сарчихе в интервале отметок от 27—30 (в нижнем течении) до 58—60 м (в среднем течении). Здесь обнаружены были лишь обломки, среди которых С. Л. Троицкий отмечает *Astarte* cf. *montagui* (Dill), *Macoma* sp. indet., *Portlandia* cf. *arctica* и неопределимые *Bivalvia*.

Наконец, следует упомянуть об оставшейся неопределенной фауне, обнаруженной в керне скважин, пробуренных в районе станка Зыряново в 1950 г., где были пройдены тазовско-санчуговские слои.

Многочисленными оказались также сборы на бечевниках у основания обнажений, в которых вскрываются тазовско-санчуговские породы. В ряде точек в районе Пупково, Марково, Черноостровских яров, между станками Зыряново и Канготово, около станка Верхне-Имбатское В. А. Зубаковым и Д. И. Семевским отмечаются находки обломков *Portlandia arctica* Gray., *Astarte crenata* Gray., *Astarte compressa* L., *Saxicava arctica* и *Bivalvia*.

В этих же пунктах, а также на бечевниках вдоль правого берега Енисея между Верхне-Имбатском и Бахтой, Мирным и Лебедем, против станка Комсы и в районе Оплывного яра летом 1957 г. автором и З. В. Алешинской были собраны обломки: *Portlandia arctica* Gray, *Astarte crenata* Gray, *Astarte* sp. indet., *Macoma baltica* L., *Saxicava arctica* L., а также многочисленные обломки *Bivalvia*, среди которых С. Л. Троицкий отмечает и дочетвертичные.

Попутно следует отметить резкую разницу в характере фоссилизации четвертичных и мезозойских ископаемых. Последние встречаются в виде сильно окремневших отпечатков и ядер (слепков), четвертичные раковины тонкостенные, хрупкие, обломки их «свежие», малоокатанные.

Севернее широты г. Туруханска расслоение единой толщи осадков на тонкие глинистые и более грубые песчаные и супесчано-суглинистые с гравием, галькой и единичными валунами прослои, связанные между собой постепенными литологическими переходами, становится закономерной чертой строения тазовско-санчуговского горизонта.

В качестве примера приведем разрез Плахинского яра, дополненного подборкой под основание обнажения, вскрывающего строение левого берега р. Енисея в 0,3—0,4 км выше станка Плахино. Ниже бровки, расположенной на отметке примерно 50 м, вскрываются:

		Мощность, м
gl ^{Q₃} Q _{3z} 2	1. Почва	0,2—0,3
	2. Супесь грязно-бурая, сильно песчаная, рыхлая с линзами разнозернистого песка и беспорядочно разбросанным по слою обломочным материалом, среди которого преобладают крупная галька и валуны размером до 200—500 мм. Подошва слоя четкая, волнистая	1,3—3,5
fglQ ^{3z} 2	3. Песок желтовато-серый кварцевый с примесью темноцветных, разнозернистый с волнистоизогнутой слоистостью. В основании слоя отмечаются карманообразные прослои мелкого галечника, мощностью 0,3—0,5 м	4,5—4,6
mq ^{3kz} 2	4. Песок серый кварцевый, мелкозернистый, прекрасно отсортированный, горизонтально- и волнисто-слоистый. Непо-	

	средственно из песков и из осыпи собрана фауна: <i>Balanus</i> cf. <i>hameri</i> Asc., <i>Portlandia</i> sp. indet., <i>Macoma calcarea</i> (Chemn.), <i>Mya truncata</i> Linne (определения С. Л. Троицкого). Подошва слоя неровная, со следами размыва. По контакту с подстилающими породами отмечаются карманообразные прослои галечника	5,2—5,3
mg1Q ^{t+s}	5. Суглинок темно-бурый, глинистый, местами иловатый, мелкокомковатый и землистой структуры, неяснослоистый с гравием и галькой, размером до 10—25 мм. траппов, песчаников, доломитов, аргиллитов с отпечатками юрской фауны и т. д.	10,0
	Вниз по разрезу и в горизонтальном направлении порода переходит в глины	
п	6. Глина темно-серая с коричневатым или синим оттенком от песчаной до жирной, тонко-горизонтально-слоистая, таблитчатая, — содержит, по определению С. Л. Троицкого, обломки <i>Portlandia</i> sp. indet., <i>Astarte</i> cf. <i>montagui</i> (Dill.), <i>Saxicava arctica</i> (Linne). Глины обнажаются на бечевнике. Их подошва вскрыта скважиной на глубине 9,0 м ниже уровня весеннего паводка.	12—13

В береговых, обрывах вдоль Енисея между Плахино и г. Дудинкой помимо слоистых глин и щебневато-комковатых суглинков с гравием и галькой, появляется горизонт песчаных осадков, приуроченных к верхам тазовско-санчуговской толщи. Один из таких разрезов описан в основании обрыва правого берега р. Енисея в 15 км ниже устья р. Фокиной. Бровка яра и вся его верхняя часть сильно оплыли, задернованы и заросли лесом. Лишь примерно с отметки 40—45 м обнажаются:

1. Песок серый, кварцевый, с большим содержанием темноцветных, хорошо отсортированный, слоистый, с большим количеством мелких шаровидных и лепешковидных песчаных с известковистым цементом конкреций. Видимая мощность 3,5—4,0

Из песков извлечены обломки и целые створки фауны, определенной С. Л. Троицким как: *Portlandia arctica* (Gray), *Arca* sp. indet., *Astarte compressa* (Linne). Первые два вида (тем более, если *Arca* sp. является *Arca glacialis*) весьма холодноводные, обитающие на илах. Кроме того, все виды *Arca* сравнительно глубоководны. Наличие их в вышеописанных песках совместно с *Astarte compressa* L. — аркто-бореального вида, обитающего на песках и песчано-каменистых грунтах (реже илах) — позволило С. Л. Троицкому высказать предположение о недалеком переотложении раковин. Последние могли быть занесены в сравнительно мелководные песчаные отложения из более глубоких частей бассейна.

В основании песчаного горизонта появляются линзовидные прослои глин и наблюдается постепенный переход в подстилающие породы.

2. Глина серовато-синяя, иловатая, в верхней части слоя песчаная, ниже жирная, горизонтально-слоистая. Слоистость обусловлена чередованием прослоев темно-серой с синим оттенком жирной и светло-серой буроватой глины, а также прослоев светло-бурой мунистой супеси. Видимая мощность 2,2 м.

В толще глин содержится, по определению С. Л. Троицкого, большое количество целых створок и обломков высокоарктического вида *Portlandia arctica* (Gray) и обломки *Astarte compressa* (Linne). Фауна встречается в виде локальных скоплений — колоний. Это явление, по мнению С. Л. Троицкого, характерно для арктических морей и часто встречается в санчуговских глинистых осадках в низовьях Енисея, в бассейне рек Гольчихи, Моховой, Агапы, на Дорофеевском полуострове.

Ниже и выше по течению Енисея в основании береговых обрывов кое-где обнажаются серые оскольчато-щебневатые суглинки с гравием, галькой и валунами. Гипсометрически они залегают примерно на одном уровне с описываемыми глинами. Тем не менее по Енисею их стратиграфическое положение из-за плохой обнаженности остается неясным. Положение этих пород в разрезе тазовско-санчуговского горизонта удается наблюдать по р. Фокиной, в ее нижнем течении. В естественных обнажениях отмеченные суглинки или подстилают, или перекрывают слоистые глины. В первом случае последовательность напластования пород тазовско-санчуговского горизонта следующая:

	Мощность, м
1. Зырянские, сильно валунистые супеси или валунно-галечники . . .	до 5—6
2. Пески с лепешкообразными конкрециями, аналогичные описанным на Енисее	до 1,5
3. Глины слоистые тонкоотмученные с фауной	до 10
4. Суглинки, переходящие в супеси с гравием, галькой и отдельными валунами. Видимая мощность	до 3

В других обнажениях ниже зырянских осадков, представленных галечниками или сильно валунистыми супесями, вскрываются:

1. Суглинки темно-серые глинистые, иловатые, с гравием и редкой галькой, с мелкими неопределимыми обломками фауны, постепенно переходящие вниз по разрезу в слоистые глины	до 3—4
2. Глины слоистые с фауной	до 7
3. Супеси или сильно глинистые уплотненные пески с галькой и единичными валунами. Видимая мощность	до 1,5—2

Непосредственные наблюдения по естественным обнажениям описываемых образований свидетельствуют о постепенных переходах слоистых безвалунных глин в более грубые, содержащие обломочный материал, суглинки и супеси. Пески же залегают обычно в виде стратиграфически выдержанного линзовидного горизонта, венчая тазовско-санчуговскую толщу.

Н. Н. Урванцев (1930, 1931_{1,2}) также отмечал широкое распространение «валунных суглинков среди морских отложений в глубоких центральных частях моря». Последние, встречаясь то над, то между, то под типично морскими отложениями, создают, по его мнению, даже «видимость наличия двух морских горизонтов». В. Н. Сакс (1948, 1951, 1953 и др.) тоже писал, что санчуговские отложения местами настолько обогащены обломочным материалом, что напоминают морские морены.

В низовьях р. Фокиной в обнажении правого берега, в 7 км выше р. Туркуреевой в слоистых глинах присутствуют «классические» санчуговские виды: *Portlandia lentizula* Möll., *Arca glacialis* Gray., а также *Portlandia arctica* (Gray.), *Nucula tenuis* (Montagu), *Astarte compressa* (Linne), *Macoma calcarea* (Chemn).

По мнению С. Л. Троицкого, определявшего указанную фауну, общий облик ценоза свидетельствует об обитании его на дне относительно глубокого арктического моря, на илистых или песчано-илистых грунтах при вероятных отрицательных температурах вод. В верховьях р. Фокиной в описываемых отложениях уже не содержится глубоководной фауны. Она вытесняется космополитической формой *Saxicava arctica* Linne, которая также встречается все реже и реже и главным образом в виде неполных створок.

В связи с вышеизложенным, нам представляется неверным относить к санчуговским отложениям в обнажениях по р. Фокиной только прослой слоистых глин, как это делают некоторые исследователи, в том числе,

по-видимому, и В. Н. Сакс (1953). При таком искусственном стратиграфировании супеси с галькой (слой 3) подстилающие слоистые глины относятся якобы к максимальной морене. Но последняя, по данным бурения, залегает в описываемом районе повсеместно значительно ниже уровня рек. Кроме того, в низовьях Фокиной (по речке Токуреевой) отмеченные породы подстилаются песками (в которые они постепенно переходят) мессовского возраста. Еще более искусственно было бы отнести к зырянской морене суглинки, перекрывающие слоистые глины. Последние по цвету (темно-серые), структурно-текстурным особенностям (плотные, оскольчато-щебневатые с прослойками песка), характеру включенного обломочного материала (гравий и мелкая галька) резко отличаются от перекрывающих их валунно-галечников или реже сильно валунистых рыхлых супесей желто-бурого цвета. При этом зырянские отложения ложатся на суглинки с резким размывом, в то время как сами суглинки постепенно переходят в подстилающие глины. Следует также иметь в виду, что в естественных обнажениях по рекам Косой, Дуромой, Дудинке, в районе г. Дудинка, в разрезах по Енисею вплоть до Усть-Порта и, наконец, по р. Санчуговке вскрываются те же самые темно-серые с синеватым, иногда зеленоватым оттенками то более глинистые, то более песчаные оскольчато-щебневатые суглинки. Они содержат не только гравий и гальку, но и единичные валуны. Правда, обломочного материала значительно меньше; он в общей массе мельче и лучше окатан, чем, например, в стратиграфически тождественных отложениях Пупковских яров, у станка Марково, Канготовского мыса и т. д. Кроме того, обломочный материал как бы образует локальные скопления, приурочиваясь к отдельным линзовидным прослоям. Происходит, образно говоря, как бы «растворение» грубых суглинистых прослоев с галькой и валунами в общей массе слоистых суглинисто-глинистых пород. Все эти только что описанные литологические изменения тазовско-санчуговских отложений наиболее полно выявляются при последовательном изучении естественных обнажений и керн буровых скважин при движении по Енисею с юга на север. Совершенно иную картину могут дать отдельно взятые обнажения.

Так, например, в разрезе санчуговских отложений по р. Санчуговке, где они и были выделены впервые В. Н. Саксом, обнажаются суглинки темно-серые, песчаные, глинистые, оскольчато-щебневатые, с линзочками и реже тонкими (2—3 см) прослойками песка серого разнозернистого. В породе беспорядочно разбросаны гравий и галька, а также отмечаются единичные валуны. Обломочный материал в основном состоит из траппов, меньше различных песчаников, изредка встречается кварц. В основании обнажения в пределах влияния весеннего паводка, порода покрыта белыми карбонатными налетами. Видимая мощность отложений 10—12 м. Очевидно, что некоторые исследователи могли принять описанные отложения за морену. Известно, например, что С. Б. Шацкий именно так охарактеризовал Плахинский разрез. «...Не отрицая целиком выводы В. Н. Сакса,—писал в 1952 г. С. Б. Шацкий,—о существовании санчуговского горизонта в составе материка левого берега р. Енисея на участке Плахино-Носово-Ермаково, мы тем не менее полагаем, что этот горизонт может оказаться мореной максимального оледенения». К этому выводу привели С. Б. Шацкого «общий облик суглинков, отсутствие в них слоистости, наличие в толще суглинков беспорядочно рассеянных валунов и галек...» Вообще надо отметить по поводу литологического облика санчуговских отложений, что утверждения некоторых исследователей о том, что последние якобы совершенно не содержат обломочного материала, не являются абсолютно точными. Летом 1957 г. автор вместе с З. В. Алешинской и С. Л. Троицким имели возможность убедиться в

том, что в керне многочисленных скважин, пробуренных Усть-Енисейской экспедицией среди санчуговских отложений, были не только гравий, но и отдельная, очень крупная галька. Вместе с тем, абстрагируясь от частных и обобщая имеющиеся разрезы, можно сделать вывод, что общий облик рассматриваемых отложений в районе деятельности Усть-Енисейской экспедиции и тем более далее к северу от Усть-Порта, в естественных обнажениях и в скважинах из района Соп-Карги и р. Яковлевой указывает на их преобладающий морской генезис. Особенно это относится к нижней части санчуговской толщи, так как к ее верхам в данном районе в основном и приурочены включения более грубых осадков.

Этот вывод подтверждается увеличением видового состава фауны, насчитывающей до 30 видов.

Экологическая характеристика фауны несколько расходится у С. Л. Троицкого и В. Н. Сакса. Так, В. Н. Сакс (1948, 1951, 1953) неоднократно подчеркивал, что вся фауна из санчуговских осадков состоит из арктических форм, а «бореальных и субарктических видов нет совершенно».

Согласно исследованиям С. Л. Троицкого (в 1955 г.) основу фаунистического комплекса составляет арктическо-бореальные, арктические и высокоарктические виды с единичными бореальными и субарктическими видами. Доминирующими являются *Cardium ciliatum* Fabr., *Macoma calcarea* (Chemn.), *Mya truncata* Linne, *Saxicava arctica* (Linne), довольно часто встречаются *Neptunea borealis* (Phill.), *Serripes groenlandicus* (Chemn.), *Ioldia hyperborea* Torrel., *Astarte borealis* (Chemn.).

Весьма показательным, по мнению С. Л. Троицкого (1955), является широкое распространение двух илоядных видов — арктического *Cardium ciliatum* Fabr. и аркто-бореального *Macoma calcarea* (Chemn.).

Последние свидетельствуют о низких температурах воды и сравнительно больших до 100 м глубин открытого моря.

Отмеченные выше песчаные слои с фауной являются, по нашему мнению, осадками регрессивной фазы санчуговского бассейна.

Они обладают широким площадным распространением не только по Енисею, но и по р. Большой Хете (В. С. Волкова, 1958) и верховьям Турухана (Ю. А. Лаврушин, 1956). Южнее Турухана стратиграфически тождественное положение занимают осадки четвертой надпойменной террасы Енисея.

В соответствии с только что произведенным литолого-фаціальным анализом, свидетельствующим о постепенном переходе субаэральных гляциальных образований сначала в гляциально-морские, а затем преимущественно морские, наблюдаются и определенные изменения гранулометрического и минерало-петрографического состава осадков.

Данные анализов механического состава основного супесчано-суглинистого материала тазовско-санчуговских отложений (табл. 11, 12) показывают вполне закономерное возрастание количества грубого обломочного материала в сторону Средне-Сибирского плоскогорья. В центральных, северо-западных частях Енисейской депрессии и в низовьях Енисея интересующие нас осадки не содержат, как правило, валунов и крупной гальки. Последние образуют лишь локальные скопления в виде линз. Мелкая галька и гравий встречаются не выше 10—15%.

Преобладают весьма однородные, горизонтально-слоистые глинисто-суглинистые осадки. Но уже в правобережных енисейских ярах появляются валуны (до 5,5%) и во все возрастающем количестве галька и гравий. Общее содержание обломочного материала постепенно поднимается до 15—18%, местами 20%. Начинают преобладать суглинистые и супесчаные осадки.

Гранулометрический состав тазовско-санчуговских отложений

Местонахождение	Общий объем пробы, в литрах	Выход классов, %								Порис- тость		
		валуны	галька			гравий		песок			пыль, глина	
			>100 мм	100 —50 мм	50—25 мм	25—10 мм	10—5 мм	5—2 мм	2—1 мм			1—0,5 мм
				0,5 —0,25 мм	<0,25 мм							

Субазральная морена у края Средне-Сибирского плоскогорья

Правый берег р. Фать- яники, 1,5 км выше устья ручья Безымянного . . .	12	7,1	6,3	2,8	0,78	1,25	1,25	0,2	—	—	73,02	6,3
Правый берег р. Комсы, 1,2 км выше речки Черемшанки	12	9,1	5,8	1,3	1,78	0,25	0,95	0,4	0,1	—	71,0	8,32
Правый берег р. Татарки, выше ручья Подубоч- ного 0,3 км	18	5,5	3,3	4,4	3,9	2,2	0,55	0,83	0,05	—	69,87	9,4

Гляциально-морские отложения в обнажениях по правому берегу Енисея

Бахтинский яр	22	1,2	5,7	9,9	1,0	0,9	1,13	0,9	1,13	1,36	80,55	6,13
Там же	22	—	2,9	1,1	1,8	0,55	1,21	С л е д ы			84,44	8,0
Алинский яр	22	—	—	0,9	2,1	3,65	2,25	0,8	1,25	1,65	79,0	8,4
Марковский яр	22	1,5	3,45	1,15	2,85	5,60	2,35	5,13	1,67	4,50	66,0	5,8
Канотовский мыс	27	5,5	2,4	1,8	1,1	0,81	1,30	0,55	0,8	2,7	74,64	8,4
Правый берег р. Фать- яники, урочище "Чиро- во"	20	—	2,5	1,0	2,50	1,25	2,55	2,50	2,25	2,25	76,5	6,8

Продолжение таблицы 11

Местонахождение	Общий объем пробы, в литрах	Выход классов, %										Порис- тость	
		валуны —	галька		гравий		песок			пыль, глина			
			100 —50 мм	50—25 мм	25—10 мм	10—5 мм	5—2 мм	2—1 мм	1—0,5 мм	0,5 —0,25 мм	<0,25 мм		
Правый берег р. Бакла- нихи, 1 км ниже устья р. Малой Бакланихи . .	15	—	6,0	—	2,33	3,5	2,0	0,86	0,66	2,44	72,88	8,0	
Правый берег Енисея, около станка Татарское	22	—	7,5	19,4	13,0	6,12	5,5	1,50	С л е д ы			40,38	9,7
Черноостровский яр . . .	8	—	1,25	1,25	3,12	2,85	3,25	1,0	С л е д ы			81,08	6,2
Там же	8	—	—	2,5	2,1	1,35	1,6	0,75	С л е д ы			83,1	8,6
Там же	8	—	—	2,5	6,9	6,87	13,65	10,0	С л е д ы			52,28	7,8

Марино-гляциальные отложения в пределах Енисейской депрессии и низовьях Енисея

Пупковский яр	20	—	—	2,25	3,6	0,6	1,0	1,25	С л е д ы		31,6	9,7
Толстый? Нос	20	—	—	—	2,3	1,65	2,15	0,6	0,25	С л е д ы	34,35	8,7
Правый берег р. Фокиной, 7 км выше устья р. То- куреевой	15	—	2,0	0,6	1,4	1,40	2,00	1,4	2,0	0,6	88,9	9,7
Правый берег р. Енисея, 1 км ниже г. Дудинка .	15	—	—	—	4,75	2,60	5,35	1,30	С л е д ы		78,5	7,5

**Механический состав основного супесчано-суглинистого
материала тазовско-санчуговских отложений**

Местонахождение	Содержание классов, %						
	>3 мм	3 —1 мм	1—0,1			0,1 —0,01 мм	<0,01 мм
			1 —0,5 мм	0,5 —0,25 мм	0,25 —0,1 мм		
Бахтинский яр	—	69,75	—	24,20	—	1,64	4,51
Там же	0,50	36,83	—	46,95	—	7,09	8,63
"	—	0,50	1,00	5,30	20,60	37,60	35,00
"	—	—	—	2,59	6,67	31,11	59,63
"	—	—	—	18,09	12,05	18,07	51,79
"	—	—	—	7,20	6,11	11,76	74,93
"	—	—	—	9,09	18,50	21,78	50,63
Марковский яр	—	—	—	8,31	10,42	12,20	69,07
Там же	—	—	—	20,51	21,07	24,75	33,67
"	—	—	0,05	1,95	38,90	6,10	3,00
"	—	—	0,05	8,75	81,15	7,25	2,80
Алинский яр	—	—	—	Следы	0,39	39,86	59,75
Там же	—	—	—	0,35	0,61	1,29	97,75
"	—	—	—	0,54	1,27	25,40	72,79
"	—	—	—	0,70	1,78	35,69	61,83
Пупковский яр	—	—	—	9,71	7,96	20,61	61,92
Там же	—	—	—	23,05	62,52	5,25	9,18
"	—	—	—	3,31	18,59	32,59	45,51
"	—	—	—	12,66	15,74	26,02	45,13
"	—	—	—	3,25	28,28	27,04	41,43
Правый берег р. Фокиной, 7 км выше ручья Току- реева	—	—	—	0,15	7,18	15,26	77,41
Там же	—	—	—	Следы	5,15	16,18	78,67
"	—	—	—	0,20	6,53	14,13	79,14
Правый берег Енисея, 1 км ниже г. Дудинки	—	—	—	0,15	9,13	12,35	78,37
Там же	—	—	—	0,10	8,50	13,20	78,20
Северо-восточная часть Гыданского полуост- рова, по Н. Н. Кула- кову (1953, 1955)	—	—	—	—	—	Преобладает фракция —0,1 +0,001—70—80% до 94%	

У края Средне-Сибирского плоскогорья количество валунов достигает 9%, а иногда и выше. Значительно увеличивается содержание гальки (9—11%), а суммарный процент кластического материала по отношению к общей массе пород поднимается до 20—25%, изредка 30—35%. Отложения приобретают грубый несортированный супесчаный характер.

Минералого-петрографический состав рассматриваемых пород также подвержен определенным (но несколько иным) пространственным изменениям. Петрографическая ассоциация класса—100 +10 мм изменяется по мере удаления от возвышенности Средне-Сибирского плоскогорья и с юга на север. Наиболее богатой она является у южной границы распространения тазовско-санчуговского бассейна (табл. 13).

Петрографический состав обломочного материала тазовско-санчу

Местонахождение	Процент к количеству									
	100—50 мм			50—25 мм						
	траппы	песчаники	туфы	траппы	песчаники	туфы	кварц	кварциты	кремни	доломиты, известняки

Вблизи края Средне-

Правый берег р. Фатьянихи, 15 км выше ручья Безыманного . . .	100	—	—	38,9	55,5	—	—	—	5,6	—
Правый берег р. Комсы, 1,5 км выше ручья Черемшанки .	58	42	—	37,5	48,5	4,5	0,5	1,0	5,0	3,0
Правый берег р. Верхнего Имбак, 5,2 км выше устья р. Шумной	100	—	—	58,0	39,1	2,3	1,2	—	0,4	—
Правый берег р. Татарки, 0,5 км выше ручья Полуночного .	100	—	—	58,7	29,7	5,88	—	—	5,72	—

Вдоль правого берега

Бахтинский яр .	28,56	42,86	28,58	45,45	36,36	—	5,0	3,5	0,5	—
Там же	50,0	50,0	—	70	20	—	6,5	2,5	1,0	—
Канготовский мыс	85,7	14,30	—	69,63	18,08	6,64	3,5	2,15	0,5	0,5
Правый берег р. Енисея, 3 км ниже ручья Половинного .	50,0	50,0	—	52,38	47,62	—	—	—	—	—
Правый берег р. Фатьянихи, урочище Чирово	100	—	—	61,61	23,11	6,0	2,69	2,0	1,0	3,59
Правый берег р. Бакланихи, 15 км ниже устья Малой Бакланихи . .	50,02	46,98	3,00	61,89	28,36	4,76	0,5	—	—	4,5
Черноостровский яр	100	—	—	71,44	20,56	4,0	—	—	—	4,0
Там же	80	20	—	26,5	62,5	2,5	—	—	—	10,5
Пупковский яр .	90	8,5	1,5	58,0	25,45	3,55	0,5	0,5	3,5	8,5
Правый берег р. Фокиной, 7 км выше устья Токуреевой . .	100	—	—	70	5,0	—	—	—	5	20,0

говских отложений отдельно по каждому классу крупности

подсчитанной гальки												
25 — 10 мм												
кислые извер- женные по- роды	траппы	песчанники	туфы	кварц	кварциты	кремни	аргиллиты, алевриты	доломиты, известняки	контактно- измененные породы	кислые извер- женные по- роды	бокситы	каменный уголь

Сибирского плоскогорья

—	53,06	43,0	—	2,55	—	0,52	0,26	—	—	—	—	0,61
—	33,10	62,90	2,0	1,5	—	0,5	—	—	—	—	—	—
—	45,5	48,5	3,5	0,5	—	2,0	—	—	—	—	—	—
—	50,91	20,65	1,88	2,83	1,83	—	3,77	10,08	8,0	—	—	—

Енисей с юга на север

9,19	34,65	53,8	7,15	—	—	—	—	—	—	2,67	1,73	—
—	38,56	47,16	7,86	2,0	0,67	—	—	—	—	3,25	0,50	—
—	48,2	38,13	7,03	1,0	2,0	0,5	0,13	2,01	—	1,0	—	—
—	57,89	38,59	3,52	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	52,38	35,8	2,30	2,67	2,35	2,0	1,0	0,60	0,53	—	—	0,37
—	47,0	41,34	4,25	1,19	—	1,5	2,5 ¹	1,8	0,2	—	—	0,44
—	68,65	25,36	—	—	—	2,6	2,0	1,33	0,6	—	—	—
—	54,53	21,95	0,76	0,8	0,32	3,0	10,5	4,5	2,5	—	—	—
—	52,0	28,50	1,50	0,50	0,75	3,25	7,50	4,5	1,5	—	—	—
—	68,0	17,2	2,76	—	2,76	1,54	—	7,6	0,14	—	—	—

Помимо трапвых пород, различных габбродиабазов, диабазов, долеритов, оливиновых базальтов, базальтовых и миндалекаменных порфиров и всевозможных песчаников (среди которых много пестроцветных девонских) встречаются серицитовые, хлоритовые, хлоритово-эпидотовые, эпидотово-амфиболитовые сланцы, кварциты, катаклазированный кварц, бокситы и единичные кислые изверженные породы.

Все отмеченные породы, очевидно связанные своим происхождением с Енисейским кряжем, исчезают у подножья Средне-Сибирского плоскогорья и при движении вниз по Енисею. Одновременно появляются совершенно новые, неизвестные в районе Бахтинского яра валуны и гальки аргиллитов, алевроитов и зеленовато-синих карбоновых песчаников, каменного угля, контактно-измененных пород (типа роговиков, яшм и т. д.), синийских доломитов и известняков, желто-бурых песчаников с юрско-меловыми отпечатками фауны.

Примерно также, хотя и несколько менее выразительно, изменяется в пространстве и минералогический состав описываемых отложений.

На юге в районе Оплывного яра (Зубаков, 1956₃) усиленный снос со стороны Енисейского кряжа сказывается не только в более богатом комплексе минералов, но и по наличию разнообразных пироксенов. По мере движения вниз по Енисею минералогическая ассоциация обедняется и несколько видоизменяется (табл. 14). Помимо этого, устанавливается любопытная связь с гранулометрией осадка. Так, более грубые супесчаные отложения (Бахтинский яр) во фракции 1,0—0,1 содержат почти исключительно обломки пород (75—90%), а в более глинистых грунтах последние постепенно исчезают. Вместе с тем заметно повышается окатанность минеральных зерен, их однородность и сортировка.

Весьма любопытен состав глинистых минералов в рассматриваемых породах. В субэвальной самаровской морене они представлены гидрослюдами. В Марковском, Алинском и Черноостровских ярах в гляциально-морских отложениях появляются следы бейделита и монтмориллонита. В низовьях Енисея глинистые минералы представляют смесь в различных пропорциях гидрослюд и бейделлита, а также монтмориллонита. В связи с этим показательно обнаружение в образцах из Пупковского яра свежих зерен глауконита¹.

Спорово-пыльцевые анализы образцов из гляциально-морских отложений у станка Марково (фиг. 7) и из скважины 9, пробуренной около фактории Фарково, показали весьма слабую пыльценосность отложений этой толщи. Среди общего состава спорово-пыльцевых спектров доминирует пыльца кустарников, кустарничков и травянистых растений. Отмечены лишь единичные зерна пыльцы древесных пород, главным образом, кедровой сосны, занесенной в осадки из более южных районов. Споры также не играют существенной роли в спорово-пыльцевых спектрах. Основное значение имеет пыльца кустарниковой березки (*Betula nana*), составляющая 25—55% от суммы всех зерен, а также пыльца травянистых растений, среди которой доминируют злаки. Среди спор преобладает плаунок *Selaginella selaginoides* L., арктические виды плаунов, зеленые и сфагновые мхи.

Во всех образцах встречаются в значительном количестве переотложенные пыльца и споры мелового и третичного возрастов. Аналогичные травянисто-кустарниковые (кустарниковая береза) спорово-пыльцевые спектры получены из разреза Пупковского яра (устное сообщение Зубакова).

¹ Устное сообщение Н. Г. Закиной.

Таблица 14

Минералогический состав тазовско-санчуговских отложений по фракциям, %

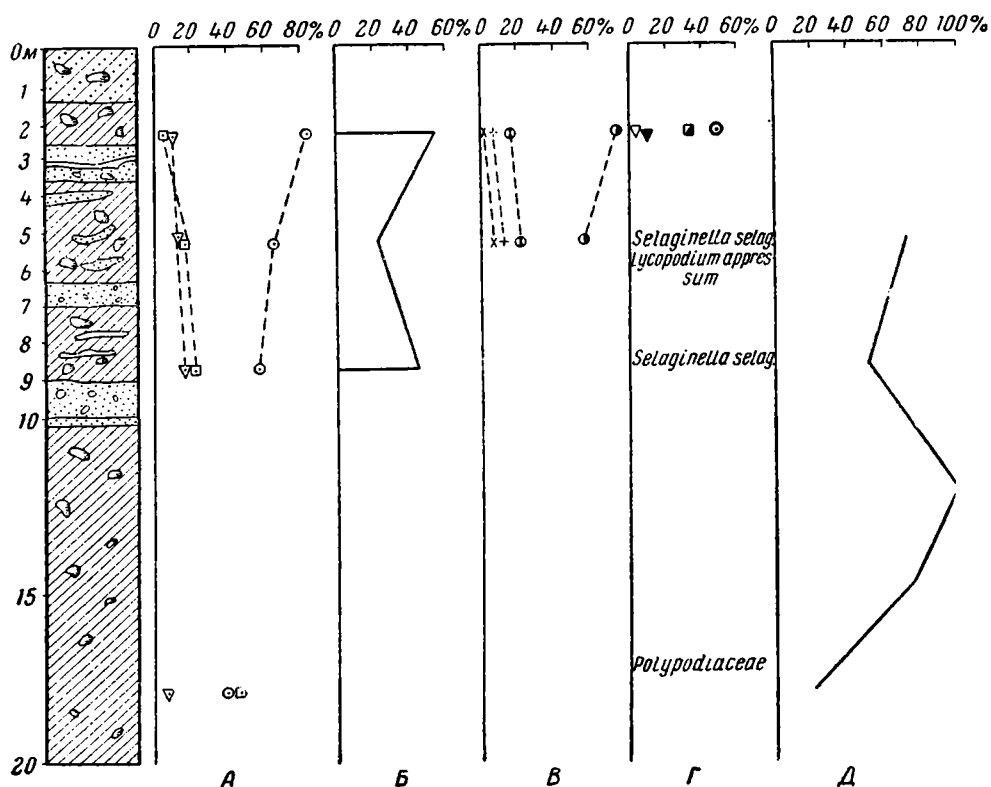
Местонахождение	№ образца	Размер фракции, мм	Тяжелая фракция											
			рудные		окислы железа	пикнит	гиперстен	энстатит	авгит	диопсид	клиноцоизит	цоизит	рутин	старролит
			тит	магне-нит										
Опильный яр (по В. А. Зубакову)	—	0,1 —0,01	5,3	7,2	—	38,2— 66,7	3,8— 6,5	Следы	4,3— 15,3	1,8— 5,6	2,0— 3,5	0,4— 0,6	Следы	Следы
Бахтинский яр	Проба 9	1,0 —0,1	—	Следы	—	—	Следы	Следы	—	—	—	Следы	Следы	—
	Обр. 359 Проба 11	0,1 —0,01	—	Следы	—	8,15	—	—	—	—	—	—	Следы	—
		0,1 —0,01	3,0	1,0	—	51,5	10,2	Следы	Следы	—	Следы	—	—	—
		0,1 —0,01	—	Следы	—	13,05	—	—	—	—	—	—	—	—
Пупковский яр	876	0,25—0,1	4,0	—	11,0	64,0	—	—	—	—	—	—	—	—
	876	0,1 —0,01	10,0	—	—	59,0	Следы	Следы	—	Следы	—	Следы	Следы	—
	884	0,25—0,1	Следы	—	Следы	30,0	—	—	—	—	—	—	—	—
	884	0,1 —0,01	6,0	—	—	40,0	—	—	—	—	—	—	—	—
	873	0,25—0,1	5,5	3,0	1,5	67,0	Следы	—	—	—	—	—	—	—
	873	0,1 —0,01	4,0	2,0	3,0	45,0	Следы	—	—	—	—	—	—	—
	825	0,25—0,1	9,0	—	1,5	60,0	Следы	—	—	—	Следы	—	—	—
	825	0,1 —0,01	2,0	—	5,0	65,0	—	—	—	—	—	—	—	—
	822	0,25—0,1	10,0	1,0	3,0	29,0	Следы	—	—	—	Следы	—	Следы	—
	822	0,1 —0,01	12,0	—	2,0	42,0	Следы	—	—	—	Следы	—	—	—
Правый берег р. Фокиной, 7 км выше устья ручья Токурева	1941	0,1 —0,01	6,6	—	—	48,5	—	—	—	—	—	—	—	—
	1967	0,1 —0,01	23,0	—	—	51,3	—	—	—	—	—	—	—	—
	1983	0,1 —0,01	9,7	—	—	50,5	—	—	—	—	—	—	—	—

Местонахождение	№ образца	Размер фракции, мм	Тяжелая фракция											
			листвен	везувиян	корунд	оливин	розовая обманка обмановая	розовая обманка базальтическая	эпидот	турмалин	гранат	циркон	сфен	кианит
Опловный яр (по В. А. Зубакову)	—	0,1 — 0,01	До 1,1	До 0,5	Следы	До 0,8	4,6—7,8	Следы	1,4—3,4	До 0,9	1,1—0,3	0,9—1,4	0,7—1,0	Следы
Бахтинский яр	Проба 9	1,0 — 0,1	—	—	—	—	Следы	—	9,69	—	Следы	Следы	—	—
	Обр. 359 Проба 11	0,1 — 0,01	—	—	—	—	4,05	—	70,65	—	—	—	—	—
		0,1 — 0,01	—	—	Следы	1,5	4,8	—	5,6	0,9	2,2	0,3	0,5	—
		0,1 — 0,01	Следы	—	Следы	Следы	—	1,67	—	6,54	—	1,67	—	—
Пупковский яр	876	0,25 — 0,1	—	—	—	—	10,0	Следы	1,5	Следы	1,0	—	—	—
	876	0,1 — 0,01	—	—	—	—	6,0	—	Следы	—	Следы	—	0,5	—
	884	0,25 — 0,1	—	—	—	—	55,0	—	1,0	Следы	—	—	—	Следы
	884	0,1 — 0,01	—	—	—	—	30,0	—	4,0	Следы	5,0	2,0	4,0	1,0
	873	0,25 — 0,1	—	—	—	—	4,0	—	2,0	Следы	1,5	—	—	—
	873	0,1 — 0,01	—	—	—	—	9,0	—	1,0	Следы	1,0	—	—	—
	825	0,25 — 0,1	—	—	—	—	3,5	—	Следы	0,5	1,5	—	0,5	—
	825	0,1 — 0,01	—	—	—	—	7,0	—	1,0	1,0	2,0	—	0,5	—
	822	0,25 — 0,1	—	—	—	—	13,0	1,0	4,0	1,0	8,0	—	—	—
	822	0,1 — 0,01	—	—	—	—	14,0	—	2,0	—	1,0	1,0	8,0	—
Правый берег р. Фокиной, 7 км выше устья ручья Токурева	1941	0,1 — 0,01	—	—	—	—	22	—	9,8	1,0	3,5	0,4	Следы	Следы
	1967	0,1 — 0,01	—	—	—	—	15,7	—	5,8	Следы	2,2	0,5	Следы	Следы
	1983	0,1 — 0,01	—	—	—	—	18,3	—	6,9	1,6	2,5	0,5	1,0	1,0

Окончание таблицы 14

Местонахождение	№ образца	Размер фракции, мм	Тяжелая фракция						Легкая фракция				
			кальцит, доломит	биогенит	мусковит	зеленая слюда	халорит	угорь	обломки пороф	кварц	полевые шпаты	слюда	обломки пороф
Опывной яр (по В. А. Зубакову)	—	0,1 — 0,01	Следы	—	—	Следы	—	—	—	21,6— 29,2	20,3— 38,4	1,3— 6,9	48,0— 35,0
Бахтинский яр	Проба 9	1,0 — 0,1	—	Следы	Следы	—	—	—	90,31	77,62	—	—	22,38
	Обр. 359	0,1 — 0,01	17,15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Проба 11	0,1 — 0,01	5,6	—	—	Следы	—	—	75,40	95,52	1,10	Не определялись	3,38
		0,1 — 0,01	48,91	—	—	—	—	—	—	89,42	9,19	—	1,39
Пулковский яр	876	0,25—0,1	—	1,0	1,0	—	1,5	Следы	14,0	80,0	13,0	—	7,0
	876	0,1 — 0,01	—	—	Следы	—	Следы	—	23,0	85	2,0	—	10,0
	884	0,25—0,1	—	Следы	—	—	Следы	—	13,0	96,0	1,0	—	3,0
	884	0,1 — 0,01	1,0	—	—	—	—	—	17,0	66,0	9,0	7,0	18,0
	873	0,25—0,1	—	Следы	—	—	1,5	—	14,0	73,0	7,0	—	20,0
	873	0,1 — 0,01	—	1,0	2,0	—	2,0	—	29,5	66,0	3,0	—	31,0
	825	0,25—0,1	—	—	1,0	—	—	—	22,0	70,0	4,0	—	26,0
	825	0,1 — 0,01	—	2,0	—	—	—	—	16,0	11,0	8,0	—	51,0
	822	0,25—0,1	—	6,0	1,0	—	1,0	—	10,0	83,0	4,0	14,0	19,0
	822	0,1 — 0,01	—	1,0	2,0	—	—	—	8,0	80,0	6,0	—	14,0
Правый берег р. Фокиной, 7 км выше устья ручья Токурева	1941	0,1 — 0,01	3,2	1,0	2,0	—	—	—	2,0	46,6	20,5	2,9	30,0
	1967	0,1 — 0,01	1,5	—	—	—	—	—	—	71,0	21,2	—	7,8
	1983	0,1 — 0,01	7,5	—	0,5	—	—	—	1,0	56,6	20,0	3,4	20,0

Весьма сходный палинологический комплекс выявлен Л. В. Голубевой (1957) из синхронных отложений в низовьях Оби. Списки семенной флоры, проводимые в 1951 г. Г. А. Балугоевой из санчуговских отложений, также весьма бедные, причем, кроме большого числа мегаспор *Selaginella selaginoides* L., орешков *Betula cf. pubescens* Ehr, остатков *Fungi*,



Фиг. 7. Спорово-пыльцевые диаграммы тазовско-санчуговских гляциально-морских пород Марковского яра:

А—общего состава пыльцы и спор, Б—содержание пыльцы *Betula nana*, В—пыльцы травянистых растений, Г—спор, Д—переотложенных пыльцы и спор. (Составила Е. В. Коренева). Условные обозначения см. фиг. 4.

Bryales, *Sphagnum* sp., все остальные формы исключительно водные: *Heleacharis palustris* R. Br., *Scirpus silvaticum* L., *Ranunculus aquatilis* L., *Nasturtium palustre* D. C., *Comarum palustre* L., *Menyanthes trifoliata* L. и т. д.

Для санчуговских отложений в низовьях Енисея, в бассейне нижнего и среднего течения р. Агапы, в северо-восточной части Гыдана, по данным Куликова, Ломаченкова и Троицкого (1953—1955), имеется весьма скудная спорово-пыльцевая характеристика. Кроме того, отмечается определенная «неустойчивость» спорово-пыльцевого спектра, выражающаяся в резких колебаниях процентного соотношения древесных, травянистых и спор, а также и общего содержания микроостатков. С аналогичным явлением встретила Е. В. Коренева при анализе 14 образцов, взятых последовательно снизу вверх из санчуговских отложений в обнажении правого берега Енисея, в 10 км выше Усть-Порта.

Все это, вместе взятое, при наличии большого числа переотложенных мезозойских форм не позволило Е. В. Кореневой сделать определенный

вывод как о характере растительности, так и о палеоклимате. То же самое о результатах спорово-пыльцевых анализов из санчуговских осадков бассейна р. Большой Хеты отмечала в 1957 г. В. С. Волкова. Она писала, что «состав пыльцы не всегда хорошо выдерживается и вряд ли характеризует истинную климатическую обстановку в районе».

Действительно, в тех образцах, которые вообще содержат пыльцу, в древесной части спектра преобладает пыльца сосны, отличающаяся, как известно, высокой летучестью, а также встречаются зерна пыльцы дуба, бука и граба. В *in situ* указанных микрофлористических остатков можно с большим основанием сомневаться. Остальная часть спорово-пыльцевого спектра представлена березой (возможно, карликовой), ольхой и ивой, с примесью в некоторых образцах пыльцы ели. Последние в совокупности с травянистыми растениями—злаками, полынями, бобовыми и некоторыми другими, а также спорами мхов почти полностью воспроизводят спорово-пыльцевые комплексы района Марково, Пупково и т. д., охарактеризованные выше.

Таким образом, палеоботанические данные свидетельствуют о том, что во время тазовского оледенения господствовали суровые климатические условия. Тем не менее растительность тундрового типа существовала в непосредственной близости от описываемого района. Это является, по нашему мнению, весьма существенным доказательством небольшого распространения активных ледяных покровов. Последние, по-видимому, существовали только на окраине Средне-Сибирского плоскогорья.

Прибрежно-морские, дельтовые и аллювиальные отложения— $al+lm Q_2^{2t+s}$ образуют в пределах Енисейской депрессии непрерывный ряд фациально замещающихся с юга на север осадков.

В южной половине исследованного района они представлены аллювием четвертой надпойменной террасы. В обнажениях правого берега Енисея против станка Чулково, в 5—6 км выше станка Верхне-Имбатского вскрываются пески серовато-желтые, существенно кварцевые, мелко-тонкозернистые, хорошо отсортированные.

Гранулометрический и минералогический состав их приведен в табл. 15 и 41.

Таблица 15
Гранулометрический состав аллювия четвертой надпойменной террасы Енисея

Местонахождение	Содержание классов, %		
	1—0,1 мм	0,1—0,01 мм	<0,01 мм
Правый берег Енисея, против станка Чулково	95,41	2,43	2,16
Там же	96,36	2,61	1,03
Правый берег Енисея, 5 км выше станка Верхне-Имбатское	94,35	3,65	2,00
Там же	97,15	1,75	1,10

В породе широко развита волнисто-горизонтальная слоистость, обусловленная полосчатым ожелезнением, чередованием разнозернистого и гравелистого песка, супесей, реже суглинков, присыпками растительного детрита. Границы слоев четкие, резкие, прямолинейные. В обнажении против станка Чулково в песках была обнаружена фауна, определенная как *Pisidium* sp., *Pisidium amnicum* Müll., *Sphaerium scaldianum*, *Valvata* sp., *Radix* sp., *Stagnicula* sp. и т. д.

К северу характер осадков изменяется. Показательным в этом отношении является разрез Черноостровского яра, на правом берегу р. Енисея, 0,2 км ниже впадения р. Стрельной (фиг. 3 и 5). Снизу вверх здесь вскрываются:

Мощность, м
(видимая)

1. Пески серовато-желтые, существенно кварцевые, разно-мелкозернистые, линзовидно переслаивающиеся с галечниками, залегают на суглинках тазовско-санчуговского возраста. Контакт четкий. 1,5—2,0
2. Пески серые, разнородные, их механический состав приводится в табл. 16.

Таблица 16

Механический состав песков (слоя 2), вскрывающихся в Черноостровском яру, правый берег Енисея

№ образца	Фракция, %						
	>2 мм	2—1 мм	1—0,5 мм			0,1—0,01 мм	<0,001 мм
			1—0,5 мм	0,5—0,1 мм	0,25—0,01 мм		
1	—	—	—	3,82	39,46	35,65	21,07
2	—	—	—	0,83	5,43	38,17	55,57
3	—	—	—	2,56	5,62	32,43	59,39
4	—	—	—	0,12	6,39	53,71	39,78
5	—	—	—	10,68	31,28	30,91	27,13
6	—	—	—	0,31	75,35	17,40	6,94
7	—	—	—	0,26	37,75	19,78	12,21
8	—	0,10	1,55	32,75	61,50	2,00	2,10
9	—	1,25	10,35	38,65	43,65	2,65	3,45
10	—	13,62	—	83,70	—	1,52	1,16
11	2,68	12,82	—	80,50	—	1,14	2,88
12	—	—	—	92,54	—	5,00	2,46

В минералогическом отношении породы преимущественно кварцево-полевошпатовые (60—70%) и наряду с пироксенами (15—20%) содержат эпидот, до 6—7%, значительное количество гидрослюд, монтмориллонит и бейделлит (см. табл. 41).

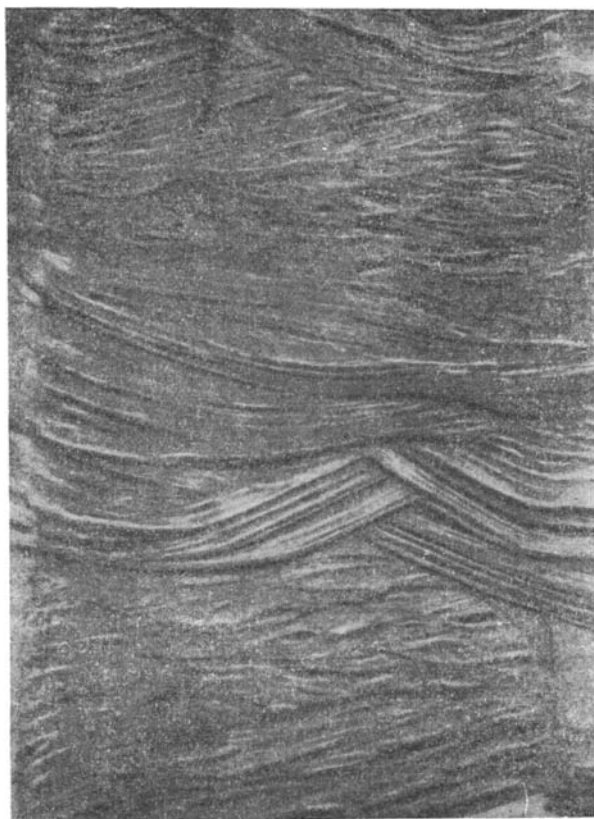
Описываемые осадки обладают прекрасно выраженной и разнообразной слоистостью, закономерно изменяющейся вверх по разрезу. Мощность всей толщи 22—25 м.

В нижней части преобладает волнисто-изогнутая слоистость при почти полном отсутствии горизонтальной. Наблюдается частая смена направлений, наклона слоев, придающая слоистости «перистый» вид, встречается мелкая, вогнутая, волнистая, иногда симметричная слоистость, напоминающая «рябь мелководья». Косые серии маломощные (не более 0,2—0,5 м), форма слоев в них криволинейно-изогнутая, выполаживающаяся к их основанию, с максимальными углами наклона 10—12°.

Гравийный материал, встречающийся в толще песков, хорошо окатан. В песках встречаются обломки морской фауны. Наличие последней и характер слоистости позволяют высказать предположение о дельтовом прибрежно-морском генезисе нижней части песчаной толщи (фиг. 8).

Вверх по разрезу слоистость песков коренным образом изменяется. Последняя характеризуется преимущественным развитием мощных (до 3—5 м) косослоистых пачек, резко и несогласно срезающихся горизонтальными и волнистыми сериями.

В косослоистых пачках наклон прямолинейно-вогнутых слойков достигает 45—60°, наблюдаются линзочки гравия и мелкой гальки, а также встречаются пресноводная фауна *Sphaerium corneum* L. *Pisidium amnicum* Möll., *Planorbis planorbis* L., *Valvata* sp. и т. д. Осадки эти, несомненно, речного, скорее всего дельтового типа (Сб. «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация», под редакцией Жемчужникова, 1940).



Фиг. 8. Прибрежно-морские или дельтовые пески, содержащие обломки морских раковин. Черноостровский яр.

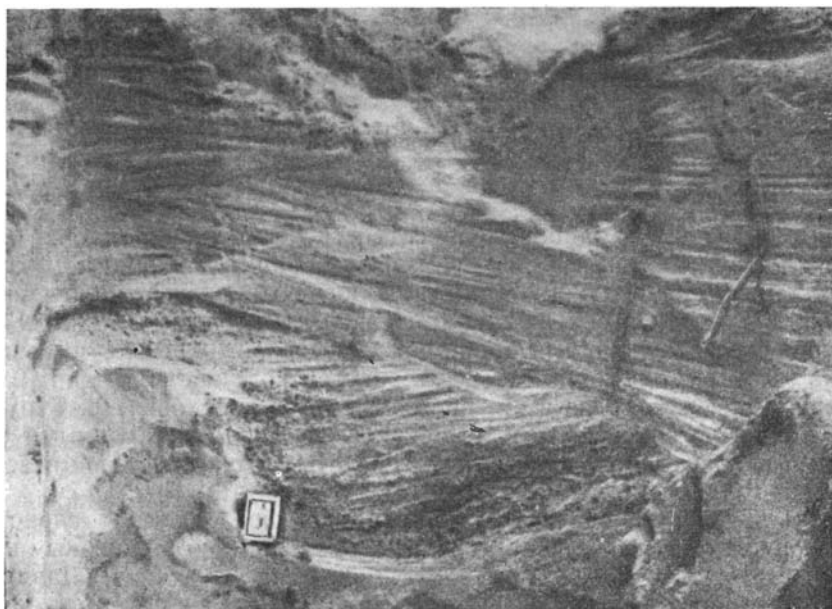
Таким образом, в районе Черноостровского яра наблюдается сочленение аллювиальных и прибрежно-морских фаций. По-видимому, только что описанные осадки, а также аналогичные разнородные пески с гравием и галькой, слагающие хребет Толстый Нос (р. Нижняя Баиха), являются отложениями обширной енисейской дельты, существовавшей на этом месте в конце тазовско-санчуговского времени (фиг. 9, 10).

Берег моря находился в это время где-то в верховьях р. Турухана (р. Вымская и Маковская) и низовьях Енисея, где синхронными отложениями являются отмеченные выше слоистые пески с фауной и лепешковидными конкрециями.

На р. Турухане осадки этого бассейна представлены слоистыми разнородными песками с гравием, галькой и единичными валунами. В этих отложениях Ю. А. Лаврушин (Архипов, Лаврушин, 1957) обнаружил целые экземпляры и многочисленные обломки раковин. В составе фауны, определявшейся М. А. Лавровой, преобла-



Фиг. 9. Аллювиальные, дельтовые (?) осадки, перекрывающие прибрежно-морские пески, показанные на фиг. 8. Черноостровской яр.



Фиг. 10. Аллювиальные осадки, содержащие пресноводную фауну. Черноостровской яр.

дают арктические виды, среди которых отмечаются *Portlandia arctica* Gray, *Trophonopsis clathratus* Linne., *Sipho sp. (curtus?)*, *Astarte crenata* Gray, *Astarte montagui* Dillw. f. *striata* Leach. Кроме того, встречены два арктическо-бореальных вида: *Margarites helicines* Phipps., *Macoma baltica* Linne и космополитический вид *Saxicava arctica* Linne. Места обитания всей этой фауны приурочены к зоне верхней сублиторали, т. е. глубинам не свыше 40 м (Гаевская, 1948). Присутствие *Saxicava arctica* Linne, *Macoma baltica* Linne *Portlandia arctica* Gray и небольшие размеры большинства раковин указывают на определенное опреснение вод. Поэтому экологическая характеристика фауны и литология вмещающих ее отложений позволяют отнести рассматриваемые породы к прибрежно-морским образованиям. Они отличаются своим литолого-фациальным составом от подстилающих глинисто-суглинистых пород тазовско-санчуговского возраста (санчуговских слоев В. Н. Сакса), но связаны с ними постепенным литологическим переходом, кроме того, по составу фауны описываемые осадки, несомненно, ближе к санчуговским, чем к казанцевским отложениям. По нашему мнению, они являются отложениями регрессивной фазы санчуговского бассейна.

Возвращаясь снова к разрезу Черноостровского яра, любопытно отметить значительное поглубение верхов аллювиальной свиты четвертой надпойменной террасы. В песчаной толще появляются прослои и линзы галечников, а также (что особенно интересно) наблюдается невыдержанный прослой морено-подобной песчаной комковатой супеси желтовато-бурого цвета. Обломочный материал, содержащийся в ней, разноокатан, довольно беспорядочно разбросан по слою и состоит из траппов, различных песчаников, реже доломитов, кремней и т. п. В породе отмечается грубая косая и волнистая слоистость, обусловленная прослоечками песка. В горизонтальном направлении супесь переходит в пески и даже галечники.

Аналогичные мореноподобные осадки довольно часто встречаются в толще аллювия пойменной террасы, имея, разумеется, аллювиальное происхождение (Алешинская, Архипов, Лаврушин, 1958). Более того, непосредственные наблюдения (Архипов, Лаврушин, 1958) показали, что мореноподобные образования формируются и в настоящий момент, особенно в низовьях Енисея, за полярным кругом, являясь своеобразной фацией енисейского аллювия. Очевидно, и в данном случае наблюдается именно эта фация аллювия. Кроме того, в это время со стороны Средне-Сибирского плоскогорья в долину Енисея, по-видимому, в значительном количестве, поступал грубый обломочный материал, выносимый флювиогляциальными потоками таявшего тазовского ледника.

Спорово-пыльцевые анализы, проведенные Е. В. Кореновой из отложений четвертой надпойменной террасы Енисея, вскрывающихся в обнажении правого берега реки в 10 км выше станка Верхне-Имбатского, показали в целом их весьма слабую пылеценность¹. Верхние слои, по-видимому, покровных и пойменных отложений содержали лишь единичные зерна трав и древесных растений и только в нескольких образцах из низов аллювиальной толщи оказалось довольно много пыльцы и спор. В спорово-пыльцевых спектрах преобладают травы (*Artemisia*, *Gramineae*, *Chenopodiaceae*, *Ericaceae*), до 57—61%, меньше древесных — 18—29% и спор — 14—23%. Среди древесных пород преобладает *Pinus sibirica*, присутствуют ель, пихта, ольха и древесная береза. Вместе с тем отмечается высокий процент (20—24%) содержания кустарниковой березы. Среди спор встречаются *Polypodiaceae*, *Bryales*, *Sphagnum*, *Lycopodium*, *Selaginella selaginoides* L.

¹ Образцы представлены В. А. Зубаковым.

Флювиогляциальные осадки $fglQ_2^{21+s}$ пользуются значительным развитием в области Енисейской депрессии. Отдельные незначительные и маломощные пятна слоистых суглинков с прослоями песков и мелких галечников появляются лишь с приближением к Средне-Сибирскому плоскогорью.

Небольшие поля ленточных глин и слоистых суглинков отмечаются у мыса Кангатовского, в Бахтинском яру, по р. Фатьянихе в 10—15 км ниже Карских ворот и т. д. Они являются, по-видимому, отложениями небольших озер, образовывавшихся в местах временного скопления мертвых льдов. Значительное распространение флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения получают на приподнятых массивах Лобового материка и Келлог-Теульческого вала (Енисей-Дубчес-Елогуйское междуречье). Возраст их не совсем ясен. Возможно они относятся к самаровскому оледенению, или может быть связаны с тазовским похолоданием при условии возникновения на возвышенностях небольших снежно-фирновых полей.

Растаивание этих ледников в конце тазовско-санчуговского времени обусловило значительный сток талых вод в соседнюю пониженную Енисейскую депрессию. Следы этой эрозионной деятельности флювиогляциальных потоков широко распространены на Лобовом материке.

Широкие с пологими бортами и плоскими днищами лощины стока прослеживаются по верховьям рек Нижней Баихи, Пакулихи, Артюгиной и т. д. Сток по ним талых вод происходил довольно продолжительное время, на что указывают две хорошо сохранившиеся и описанные Ю. А. Лаврушиным в 1955 г. террасы, а также значительная, до 10—15 м, мощность слагающих их осадков. Это—разнозернистые пески и галечники с весьма разнообразной сортировкой и гранулометрическим составом. Спорново-пыльцевые спектры, полученные из образцов, отобранных из описываемых отложений в обнажении правого берега р. Артюгиной выше р. Лужки (0,1 км), состоят, по данным Е. В. Кореневой, также в основном из пыльцы кустарников и трав (54%) при наличии древесных не свыше 27% и спор (19%). Среди древесных отмечаются ель, ольха, ива и древесная береза. Вместе с тем присутствует (до 35%) карликовая береза. Среди трав преобладают полыни, отмечаются злаки. Из споровых устанавливаются *Sphagnum*, *Polypodiaceae*, *Bryales* и *Lycopodium alpinum*. В списке семян из отложений того же обнажения М. Г. Кипиани указывает: *Fungi*, *Chara*, *Selaginella selaginoides*, *Bryales*, *Sphagnum*, *Larix* sp., *Picea* sp., *Potamogeton* sp., *Alismataceae*, *Gramineae*, *Heleocharis palustris*, *Carex* sp., *Cyperaceae* gen., *Betula* sp., *Urtica* sp., *Polygonaceae* gen., *Chenopodiaceae* gen., *Caryophyllaceae* gen., *Ranunculus* sp., *Papaveraceae* (cf. *Papaver*), *Nasturtium palustre*, *Cruciferae* gen., *Potentilla* cf. *nivea*, *Potentilla anserina*, *Umbelliferae* gen., *Primulaceae*, *Menyanthes trifoliata*, *Valeriana* sp., *Taraxacum* (cf., *Chondrilla*) *Compositae* gen. и т. д.

Приведенные списки растительных остатков показывают, что в период формирования четвертой надпойменной террасы Енисея рассматриваемая территория начала осваиваться древесной растительностью.

По долинам рек произрастали заросли ольхи, ивы, березы и т. д. Местами, по-видимому, могли существовать острова сосново-березового леса с примесью ели и пихты, чередовавшиеся с моховыми болотами, поросшими ерником — кустарниковой березкой. В целом, вероятно, господствовали тундрово-лесотундровые открытые ландшафты. Климатические условия были несколько мягче, чем в период формирования гляциально-морских отложений. В то же время чувствуется усиление сухости климата по преобладанию среди трав полыней, лебедовых и т. п.

Конец среднего плейстоцена, по-видимому, совпадает с началом широкого расселения в исследованном районе мамонтового комплекса млекопитающих. Об этом свидетельствуют найденные Ю. А. Лаврушиным в верховьях р. Артюгиной в описанных флювиогляциальных осадках остатки зубов *Elephas primigenius* Blum (определение Э. А. Вангенгейм).



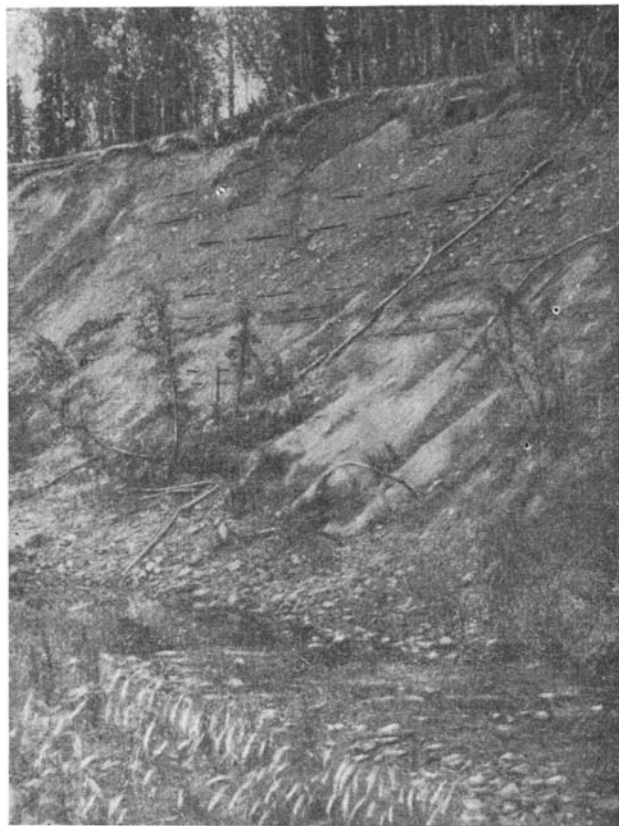
Фиг. 11. Валунные суглинки максимального оледенения в обнажении левого берега р. Фатьянихи в 0,1—0,15 км ниже скал «Монахи».

По западной окраине Средне-Сибирского плоскогорья и в области Приенисейской предгорной равнины среднеплейстоценовые отложения представлены главным образом нерасчленяющимися гляциальными образованиями максимального оледенения предположительно суммирующими в единую толщу тазовский и самаровский горизонты. Последние сплошным, но сильно эродированным чехлом перекрывают междуречные пространства, спускаются в современные долины рек, закрывают склоны и вершины невысоких горных останцев и полностью или частично выполняют разделяющие их эрозионные и эрозионно-тектонические депрессии. Поэтому наиболее полные разрезы их вскрываются там, где современная речная сеть унаследует свои древние долины. В нижнем течении р. Нижней Тунгуски и по ее притокам, рекам Летней, Северной, Грямячей, по р. Сухой Тунгуске и ее притокам, в бассейне р. Мироедихи, Фатьянихи, Комсы, Бахты и т. д. (фиг. 11) описываемые отложения вскрываются в цоколе речных террас и нередко ложатся на доледниковые древнечетвертичные пески и галечники.

Моренные нерасчлененные отложения максимального оледенения — $gl\ Q_2^2$ обычно представлены однотонной толщей серых с коричневатым оттенком суглинков с беспорядочно рассеянным обломочным материалом. По мере движения в торы гляциальные

осадки залегают на все более высоких отметках, но, по-видимому, не поднимаются выше 500 м. Одновременно в том же направлении происходит сокращение их мощности соответственно с 60—80 м в пределах предгорной равнины, 30—35 м по окраине плоскогорья, до нескольких метров в глубине гор.

В глубине Енисей-Нижнетунгусского междуречья, в области 400—700 м ступени Средне-Сибирского плоскогорья, рыхлые четвертичные породы вообще имеют незначительное распространение.



Фиг. 12. Флювиогляциальные пески (1) и галечники (2) конца максимального оледенения в верховьях р. Татарки.

Кроме того, они обычно приурочены к долинам рек, где моренные отложения сильно переработаны эрозионно-солифлюкционными процессами и, видимо, поэтому относятся многими геологами Эвенкийской экспедиции к аллювиальным образованиям самого различного возраста. Тем не менее эти же геологи отмечают и многочисленные следы максимального оледенения в виде валунных суглинков и флювиогляциальных галечников, залегающих как на водоразделах — горах Отдельный Камень, Иньэт-Янь, так и спускающихся в долины рек. В области предгорной равнины удастся наблюдать расчленение единой толщи валунных суглинков на два горизонта линзовидными прослоями ленточных глин, песков и супесей. Одним из наиболее интересных объектов является разрез, вскрытый линией шурфов на левом берегу р. Летней в 1,4 км от ее устья. Горные выработки заданы здесь по склону коренного берега высотой до 70 м (абс. отметки 85—90 м). Рыхлые четвертичные отло-

жения вложены в глубокую эрозионно-тектоническую депрессию, вытянутую вдоль северо-северо-восточного края Летненского массива, к которой приурочены современные реки Нижняя Тунгуска и Летняя. Разрез приводится по данным Туруханской экспедиции с некоторыми дополнениями после личного ознакомления автора с указанной линией шурфов в 1954 г.

	Мощность, м
1. Растительный слой	0,2
2. Глина темно-серая, песчаная, оскольчато-щебневатая, с беспорядочно рассеянной галькой и валунами до 200—500 мм	2,0
3. Линзовидное переслаивание глин, аналогичных слою 2, песков грязно-серых, глинистых, гравийников и галечников	12,0
4. Супесь темно-серая, песчаная, оскольчато-щебневатая, с большим количеством гравия и мелкой гальки	4,0
5. Суглинок грязно-серый с валунами до 28% и галькой до 5%	9,0
6. Галечниково-валунные отложения с гравием и песком (валунов 30%, гальки 40%). Валуну слабо окатаны, представлены габродиабазами	12,0
7. Песок с прослоями суглинков (ила), темно-серый, с галькой и валунами до 10%	5,0
8. Переслаивание песка косослонистого и глин (илов); вниз по слою преобладание глин	9,0
9. Супесчаные темно-серые отложения, состоящие из ила — 12%, гравия — 15%, песка — 50%, гальки — 21% и валунов — 2%	11,0
10. Суглинки (илы) темно-серые с валунами и галькой	4,0

Суглинки залегают на неровной поверхности девонских песчаников на отметке около 15 м.

Внутриморенные осадки слоя 8 отлагались, скорее всего, в приледниковом озере. Это доказывается их литологическим обликом и тесной генетической связью с гляциальным комплексом отложений. Отсутствие в них четвертичных спор и пыльцы и обилие переотложенных третичных и мезозойских микрофлористических остатков (как и в валунных суглинках) также подчеркивает их ледниковое происхождение. Хронологически с большой долей условности их можно рассматривать в качестве аналогов интерстадиальных мессовско-самбургских отложений, развитых в области Енисейской депрессии. По-видимому, они являются свидетелями значительной деградации максимальных ледников в горах в интростадиальное время и определенных изменений в условиях накопления основных морен. В доледниковых депрессиях могли возникнуть приледниковые озера, в которых формирование грубых пород сменялось накоплением более тонких слоистых осадков. В результате в монотонной толще отложений появлялись линзы осадков иного литологического облика, но генетически родственные основной массе пород. Процесс ледниковой аккумуляции не прерывался, а лишь несколько видоизменялся. На плоскогорье следами этого процесса, быть может, можно считать определенную неоднородность моренной толщи, состоящей как бы из двух-трех самостоятельных прослоев. Это можно наблюдать, например, в разрезе правого берега р. Комсы, в районе высоты 161 м.

	Мощность, м
glQ ₂ ² 1. Супесь серая, желтовато-бурая, песчаная, плотная, с линзами разнозернистого песка, с беспорядочно разбросанными галькой и валунами, среди которых много хорошо отполированных, с ледниковой штриховкой, утюгообразной формы и т. д. Видимая мощность	7,0
glQ ₂ ² 2. Суглинок темно-серый, песчаный, грубый, оскольчато-щебневатый с большим количеством валунов, диаметром 100—200 мм и отдельных до 500—1000 мм, главным образом траппов, различных песчаников, кремнистых и карбонатных пород	12,5—12,8
3. Глина серая песчаная, очень плотная с большим количеством гравия и гальки	4,9

		Мощность, м
glQ_2^2	4. Суглинок, аналогичный слою 2	6,0
"	5. Супесь, аналогичная слою 1, но более тонкая, пылеватая, с мелким обломочным материалом. Подошва слоя резко неровная	1,1
$fglQ_2^2$	6. Песок грязно-серого цвета кварцевый, с большим количеством темноцветных минералов, разнотернистый, косо-слоистый	2,5
"	7. Галечник желтовато-ржавого цвета, состоящий из галек и валунов диаметром до 500 мм, с преобладанием 50—100 мм, в основном траппов (55—60%), различных песчаников (30—35%), аргиллитов, силицитов, туфов, кварца в сумме до 10%.	0,6
$1+alQ_2^{1-2}$	8. Глина серовато-синяя, плотная, иловатая, горизонтально-слоистая с растительными остатками. Кровля глин резко эродирована. Видимая мощность	2,5 м.

Таким образом, расчленение среднеплейстоценовых ледниковых отложений в пределах Приенисейской предгорной равнины, а тем более в горах Енисейско-Нижнетунгусского междуречья чрезвычайно затруднено и без специальных детальных исследований с применением шурфовых и буровых работ практически неосуществимо. Относить же всю эту толщу пород мощностью в предгорьях до 70—80 м целиком к тазовской стадии максимального оледенения фактически неверно.

Флювиогляциальные отложения— $fglQ_2^2$, формируют обширные поля в пределах Енисей-Сухотунгусского, Сухотунгусско-Летненского и других междуречий и по широким ложинам стока, занятым современными верховьями рек Татарки, Девятихи, Бакланихи, Средней и т. д., переходят в пределы восточной окраины Западно-Сибирской низменности. Они перекрывают с некоторым врезом гляциально-морские тазовско-санчуговские породы и фациально замещаются в долине Енисея аллювием четвертой надпойменной террасы.

Представлены флювиогляциальные отложения желтовато-серыми и серыми разнотернистыми песками с линзами и прослоями галечников и гравийников (фиг. 12). В табл. 17 приведен общий гранулометрический состав пород по данным ситового анализа, а в табл. 18—отдельно механический состав песков.

Таблица 17

Общий гранулометрический состав флювиогляциальных отложений максимального оледенения по западной окраине плоскогорья

Местонахождение	Выход классов, %								Пористость
	50—25 мм	25—10 мм	10—5 мм	5—2 мм	2—1 мм	1—0,5 мм	0,5—0,25 мм	<0,25 мм	
Северо-западнее оз. Каменного, гряда 216	2,0	5,0	2,2	2,0	2,0	3,5	4,0	59,8	20
Левый берег ручья Елового, 15 км ниже истока	3,5	4,2	1,9	3,0	2,5	4,4	6,0	52,5	22

Как видно, рассматриваемые отложения, хотя и отличаются значительной грубостью, но обладают достаточной однородностью и сортировкой. В естественных обнажениях удается наблюдать всевозможную то грубую, то тонкую косую и горизонтальную слоистости. Вместе с тем в отличие от типично аллювиальных енисейских осад-

ков они не содержат иловых прослоек, растительной сечки и типично русловой диагональной слоистости.

Флювиогляциальные отложения по окраине Средне-Сибирского плоскогорья приурочены к межгорным впадинам и поэтому прослеживаются обычно по долинам современной речной сети. Они формируют один или

Таблица 18

**Механический состав флювиогляциальных песков
с междуречья рек Сухой Тунгуски и Енисея**

Местонахождение	Выход классов, %			
	3—1 мм	1—0,1 мм	0,1 —0,01 мм	<0,01 мм
Северо-западнее оз. Каменного, гряда 216	0,11	78,08	17,38	4,43
Левый берег ручья Елового, 15 км ниже истока . . .	0,19	68,31	20,75	10,75

два уровня флювиогляциальных террас, сопоставимых, по-видимому, с четвертой и отчасти третьей надпойменными террасами Енисея.

В долине Нижней Тунгуски к ним относятся, возможно, «террасы», найденные рядом исследователей на отметках 240—260—280—320 м.

В долине р. Фатъянихи флювиогляциальные галечники отмечаются в районе Зеленого мыса, Большого Порога и т. д. на отметках 180—220 м.

Несомненно, синхронные отложения имеются и по рекам Комсе, Нижнему Имбаку, Бахтинке, Бахте, Сухой Тунгуске, Большой Сиговой, Сохатиной и т. д.

Флювиогляциальные осадки в горах значительно грубеют и представлены в подавляющей своей массе галечниками.

Геологами Эвенкийской экспедиции (1955 г.) установлены на поверхности столовых гор с отметками 500—600 м поля мезозойских пород.

Эти чрезвычайно важные и любопытные данные свидетельствуют, быть может, о том, что максимальное оледенение в горах Енисей-Нижнетунгусского междуречья носило не покровный, а полупокровный долинный характер, причем оно было обусловлено особенностями доледникового рельефа—значительной расчлененностью столовой страны. Плоские вершины гор с отметками 500—600 м и выше могли быть почти полностью лишены снежно-ледникового покрова. Снег сдувался с открытых высоких пространств и усиленно аккумулировался в межгорных западинах рельефа. С этим, быть может, и связано отсутствие, как отмечалось выше, следов морены в горах выше 450—500-метровых отметок на плоских вершинах гор и приуроченность их к днищам депрессий и их склонам.

Вещественный и гранулометрический состав описанных гляциальных отложений приводится в табл. 19, 20, 38 и 39. Данные ситовых анализов валунных суглинков показывают, что количество грубого валунного материала в морене достигает 25—35%. Пылевато-глинистая часть породы составляет от 31 до 73%, песок до 10% и мелкий щебень до 5—7%.

Валуны и галька плохо окатаны, преобладают классы I и II, встречается щебенка. Некоторые разности траппов дают незначительный процент округлой, псевдоокатанной гальки.

[illegible]

Гранулометрический состав нерасчлененной моренной толщи максимального оледенения на окраине Средне-Сибирского плоскогорья

Местонахождение	Объем поро- ды, литрах	Выход классов, %											Пори- стость
		валуны		галька			гравий		песок			пыль и глина	
		>200мм	200 —100 мм	100 —50 мм	50 —25 мм	25 —10 мм	10 —5 мм	5 —2 мм	2 —1 мм	1 —0,5 мм	0,5 —0,25 мм		
Правый берег реки Татарки, 5,2 км выше устья реки малой Татарки	15	21,3	8,1	0,67	2,0	1,0	0,5	0,33	0,2	1,15	0,76	44,89	9,1
Левый берег Татарки, около 10 км выше устья ручья Северного развилка	15	—	6,6	4,66	3,3	2,0	0,67	0,68	2,35	1,82	2,15	66,32	9,4
Левый берег Татарки, около 10 км выше устья ручья Северного развилка	13,5	—	7,3	4,4	3,7	Сле- ды	0,22	0,14	2,12	0,93	1,15	72,64	7,4
Левый берег Татарки, 12 км ниже истока	15	18,6	10,0	4,0	3,3	5,3	2,66	1,33	5,2	3,86	0,94	36,01	8,4
Река Фатьяниха. Правый берег ручья Порожного, 1,5 км выше устья	9	5,8	8,5	3,40	2,51	1,46	3,01	1,56	0,74	0,95	4,32	58,25	9,5
Правый берег Фатьянихи, 1,8 км ниже скал „Мо- нахи“	41	20,8	11,3	4,67	5,9	5,3	2,09	1,56	0,75	0,24	0,56	30,53	16,3
Нижняя Тунгуска—Голый яр	20	—	11,0	4,0	5,0	3,5	2,5	2,7	2,0	1,5	2,5	56,8	8,5

Петрографический состав кластического материала (табл. 19) сходен с данными, приведенными в 1955 г. А. П. Степановым. В нем главную роль играют траппы и песчаники, причем местами последние даже преобладают. Показательно также обогащение морены местными породами: аргиллитами и контактно-измененными в бассейне р. Фатьянских, доломитами по р. Татарке, туфами в долине р. Нижней Тунгуски и т. д.

Абсолютное содержание этих галек и валунов от общего объема проанализированных проб также показывает обогащение морены максимального оледенения породами Средне-Сибирского плоскогорья по сравнению с гляциальными горизонтами Приенисейской части Западно-Сибирской низменности (табл. 20).

Минералогические анализы (табл. 37) выявляют в составе песчаной фракции суглинков кварц, питонит, полевые шпаты, значительное присутствие кальцита, меньше эпидота и магнетита, а также следы цеолитов, граната и рутила.

Флювиогляциальные пески и галечники на Енисей-Сухотунгусском междуречье имеют тот же кварц—пигонит-полевошпатовый состав, что и валунные суглинки этого района (табл. 39).

Таким образом, основным поставщиком дезинтегрированного материала при формировании валунных суглинков были траппы и палеозойские породы Средне-Сибирского плоскогорья. Значительное содержание кварца и спорадически отмечающиеся следы редких по существу акцессорных минералов: циркона, рутила, сфена, шпинели, золота и т. д. попали в морену из мезозойских отложений, широко развитых до оледенения по западной окраине плоскогорья. Кроме того, частично, а тем более в виде следов, такие минералы, как цеолиты, титанистые, амфиболы, несомненно, происходят из тех же палеозойских пород.

Только что приведенная трактовка генезиса и возраста антропогенных отложений в пределах Енисей-Нижнетунгусского междуречья находится в резком противоречии с представлениями группы геологов Эвенкийской экспедиции ВАГТа.

По мнению А. П. Степанова, В. Л. Фишера, Л. В. Поляковой и др., валунные суглинки, описанные выше, являются якобы древним енисейским аллювием и даже делаются попытки рассматривать их как «пойменную фацию аллювия» (!).

Подробный разбор и критическая оценка этих представлений дается нами в специальной статье в Трудах ГИН, 26.

Итак, средний плейстоцен для исследованной территории является веком великого оледенения, которое в процессе своего развития прошло через две стадии активизации, разделенные временем значительной деградации ледников.

Историческая последовательность событий максимального оледенения наиболее подробно фиксируется только в области устойчивого прогибания в антропогене—Енисейской депрессии. Здесь отложения самаровской и тазовской стадий максимального оледенения имеют вполне самостоятельное стратиграфическое значение и разделяются межстадиальным горизонтом. Следовательно, ледники дважды в течение среднего плейстоцена появлялись в Приенисейском районе Западно-Сибирской низменности. В самаровское время они не только покрывали всю исследованную территорию, но и далеко выходили за ее пределы. Тазовское оледенение имело, несомненно, значительно меньшее пространственное распространение и получило активное развитие только на восточной окраине Западной Сибири. В западной части Западной Сибири оно или не проявлялось вовсе (Сергеев, Полякова и др., 1957; Лазуков, Соколова, 1957), или было еще менее значительным, чем в Приенисейском районе (Голубева, 1957). Вопрос о существовании тазовской морены в

Приобской части Западной Сибири является дискуссионным. В пределах описываемой территории (по крайней мере, ее северной части) ледниковые языки сползали с плоскогорья непосредственно в морской залив, существовавший в это время в пределах восточной окраины Западно-Сибирской низменности.

Подобные представления о синхронности оледенения гор Средней Сибири и трансгрессии Полярного бассейна в том или ином виде высказывались П. А. Кропоткиным (1873), Я. С. Эдельштейном (1926), В. Н. Саксом (1941), П. Л. Пирожковым (1931), И. Я. Ермиловым (1935), А. И. Поповым (1949) и др. В последнее время одновременность санчужовской трансгрессии и тазовского оледенения поддерживается Б. В. Мизеровым (1956), В. А. Зубаковым (1956), С. Б. Шацким (1956), А. А. Земцовым (1957) и т. д.

В интерстадиальное мессовско-самбургское время ледники сохранялись, вероятно, только на возвышенностях вдоль западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья, где гляциальные среднеплейстоценовые отложения практически не расчленяются.

В конце среднего плейстоцена происходит, вероятно, постепенное исчезновение ледников и в горах Енисей-Нижнетунгусского междуречья.

Верхний ярус плейстоцена — Q_2^3

Отложения верхнего яруса плейстоцена пространственно приурочены главным образом к Енисейской депрессии. Только в северной части исследованной территории ледниковые образования зырянского времени распространяются и на правобережье в пределы Приенисейской предгорной равнины.

Генетически интересующие нас осадки весьма разнообразны. Среди них главную роль играют аллювиальные, ледниковые и морские образования, пространственно и во времени замещающие друг друга.

В возрастном отношении верхнеплейстоценовые отложения подразделяются на три горизонта: казанцевский, зырянский и поздне-последледниковый.

Казанцевский горизонт— Q_2^{3kz} объединяет целую группу осадков, образующих вполне закономерный парагенезис аллювиальных, озерных (эстуарных) и морских отложений, сменяющих друг друга в пространстве и во времени.

Аллювиальные отложения— $al Q_2^{3kz}$ пользуются наибольшим распространением среди синхронных осадков. Они формируют третью надпойменную террасу Енисея. Аллювиальная свита с резким размывом ложится на подстилающие тазовско-санчужовские породы. Ее подошва фиксируется вдоль правобережья Енисея на отметках 45—50 м, а на левом берегу опускается с 43—45 м выше станка Чулково до 28—30 м в районе Соснового хребта. В основании свиты, особенно на правобережье, залегают обычно базальные галечники мощностью до 1,5—2,0 м. Гранулометрический состав их для марковского обнажения приведен в табл. 21.

Обломочный материал окатан в среднем по II—III классам и состоит из траппов—38,5%, различных песчаников—51,0%, доломитов—6,5% и кремнисто-кварцевых пород—4,0%.

Выше галечников на правобережье Енисея залегает 10—15-метровая толща песков серых, серовато-желтых, разнородных с прослоями гравия и единичной мелкой галькой. На левом берегу песчаные отложения лучше отсортированы, более однородные, мелкозернистые, а мощность

**Гранулометрический состав аллювия третьей надпойменной террасы Енисея
из обнажения Марковского яра**

Классы, мм	100—50	50—25	25—10	10—5	5—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25
Процентное содержание	1,5	28,2	24,5	11,5	4,3	2,5	12,5	15,0

их увеличивается до 20—25 м. Сравнительная гранулометрическая характеристика песчаных осадков приводится в табл. 22.

Пески обладают всевозможной косой и горизонтально-волнистой слоистостью, что позволяет отнести их к русловым фациям. Косые пачки невелики по мощности (не более 0,5—1,0 м). Отдельные слои в них прямолинейно-изогнутые, выполаживающиеся к основанию серий (фиг. 13). Пачки с волнисто-изогнутой слоистостью преобладают, достигая мощности 3—4 м. В них встречаются прослойки и линзы гравия и иловатых супесей. Местами отмечается типично диагональная слоистость.

Верхняя часть террасового комплекса сложена перемежающейся пачкой мощностью 3—4 м мелко-тонкозернистых песков, супесей и суглинков, очевидно, близких к старичным фациям.

Таблица 22

**Гранулометрический состав аллювиальных галечников
третьей надпойменной террасы Енисея**

Местоположение	Содержание, %				
	>3 мм	3—1 мм	1—0,1 мм	0,1 —0,01 мм	<0,01 мм
Марковский яр, правый берег р. Енисея	3,21	12,49	78,35	3,85	2,10
Левый берег р. Енисея, 10 км выше станка	2,11	7,37 0,02	81,25 91,53	6,27 6,07	3,00 2,38
Чулково	—	—	95,38 90,37	3,22 7,03	1,40 2,60

Покровные образования террасы представлены суглинком буровато-серым, песчаным, пористым, пылеватым, мощностью 0,5—1,0 м.

В минералогическом отношении аллювий третьей надпойменной террасы Енисея характеризуется кварцево-полевошпатовым составом осадков. Количество кварца колеблется от 44 до 94 % (фракции 1—0,01), а полевого шпата от 0,08 до 24 %. Содержание пироксенов (пижонита) изменяется от следов максимально до 15 % и в среднем не превышает 5—7 %.

Весьма показательным для описываемых отложений является значительное присутствие слюд (биотита и мусковита) до 5—6 %, а также незначительное содержание рудных (табл. 42).

В долине Нижней Тунгуски синхронные осадки слагают (60—70 м) террасу, перекрытую зырянской мореной. Указанный возраст этой террасы определяется залеганием ее осадков на размытой поверхности морены максимального оледенения и тем, что более низкая 35—45-метровая терраса Нижней Тунгуски по геолого-геоморфологическим и палеонтологическим данным сопоставляется со второй надпойменной террасой Енисея.

Аллювиальные отложения 80—100-метровой террасы представлены весьма грубыми разнозернистыми песками, гравийниками и галечниками. Вещественный состав аллювия (по сравнению с енисейским) обладает несколько сниженным содержанием кварца (до 38—48%) и повышенным — пироксенов (12—14%) и полевых шпатов (26—40%). Отмечаются следы цеолитов (см. табл. 42).



Фиг. 13. Слоистость в русловых отложениях третьей надпойменной террасы р. Енисей

В области зырянского оледенения синхронные аллювиальные отложения широко распространены в бассейне верхнего Турухана, по рекам Русской, Осетровой, Советской, Большой Хете, в низовьях р. Таза, на Таз-Мессовском междуречье, где они перекрываются более поздними образованиями. В этом районе они представлены песками с прослоями супесей, гравия и мелкой гальки, а также содержат большое количество всевозможного растительного мусора и линзы торфа. Из торфяника, залегающего в основании казанцевских осадков, извлечена следующая семенная флора: *Fungi*, *Carex* cf. *vaginata*, *Eriophorum* sp. (cf. *vaginatulum* L.), *Empetrum nigrum* L., *Andromeda polyfolia*, *Menyanthes trifoliata* L. и т. д.

По мнению Г. А. Балуевой, определявшей флору (Шацкий и др. 1956), все эти формы болотные и все характерны для северных, полярно-арктических областей.

Песчаные хорошо промытые осадки третьей надпойменной террасы Енисей почти не содержат пыльцы и спор. Только в обнажении террасы, расположенном в 5 км выше станка Марково, Е. В. Кореновой было обнаружено небольшое количество пыльцы, среди которой преобладает ольха, а также содержатся зерна *Pinus sibirica*, древесная береза, *Betula nana*, *Salix* sp. и травы. Эти скудные данные (возможно, объясняемые неблагоприятным литологическим составом пород) не позволяют сделать достаточно обоснованных выводов о характере флоры времени формирования третьей надпойменной террасы.

Только что описанные аллювиальные отложения в бассейне нижнего Турухана и далее к северу замещаются сначала озерно-аллювиальными, затем эстуарными и, наконец, морскими осадками. Исключительно слабая обнаженность и отсутствие достаточного количества буровых данных не позволяют выяснить во всех деталях эти фациальные переходы. Обратимся к известным нам разрезам. В скважине 9, пробуренной в 1,5—2,0 км юго-восточнее фактории Фарково, интересующие нас осадки залегают на резко размытой поверхности гляциально-морских тазовско-санчуговских породах. Глубина эрозионного вреза достигает здесь 50—60 м. Казанцевские осадки перекрываются здесь отложениями второй надпойменной террасы р. Енисея.

В основании казанцевских пород в интервале 68,86—61,0 м ниже уреза р. Турухана залегают пески серые, существенно кварцевые мелкозернистые, слюдистые, неяснослоистые. На контакте с подстилающими осадками отмечаются галька и валуны траппов и песчаников, вымытых из подстилающих гляциально-морских тазовско-санчуговских пород. Отложения имеют, скорее всего, аллювиальное происхождение.

Выше (61,0—56,0 м) идут суглинки серые, тонкоотмученные, глинистые с тонкой горизонтальной «листоватой» слоистостью. В породе наблюдается правильное чередование (3—5 мм) суглинистых и (1—3 мм) торфянистых (растительная сечка) слоев. Встречаются отпечатки веточек, листьев и т. д. На глубине 56,0—44,65 м суглинки с точечными включениями вивианита переслаиваются с серыми с буроватым оттенком песками — кварцевыми, мелко-разнозернистыми, глинистыми, слюдистыми, тонко- (микро)-слоистыми с большим количеством растительных остатков. Выше (примерно до глубины 30 м) суглинки с торфянистыми прослоями постепенно сменяются глинами пепельно-серыми, тонкими, однородными, уплотненными с прослоечками растительной сечки и целыми раковинами, по-видимому, пресноводных моллюсков². По всей описанной суглинистой толще разбросаны единичные гальки траппов, попавшие сюда, очевидно, в результате размыва тазовско-санчуговских пород на восточном склоне фарковского поднятия.

По своему происхождению осадки в интервале 68,85—44,65 м, очевидно, являются озерными, глины же с глубины 44,65—30,0 м имеют, по данным геохимического анализа, эстуарный (лагунно-морской) генезис. Н. С. Спиро отмечает, что по составу поглощенного комплекса эти глины формировались в той же, не совсем типично морской среде, что и суглинки с глубины 242,0—246,5 м, охарактеризованные выше.

Описываемые породы вскрываются по р. Турухану. Кроме того, между факторией Фарково и устьем р. Вымской, между устьем р. Перовой и Яновым станом и т. д. (фиг. 1).

На первом участке они приурочены к пологому прогибу, расположенному между Фарковским и Перовским поднятиями, а на втором — к депрессии, располагающейся в верховьях Турухана. В районах намечающихся поднятий казанцевские осадки отсутствуют или резко сокращаются в мощности. Глубина эрозионного вреза, в который вложены на отмеченных выше участках казанцевские породы, в толщу пород тазовско-санчуговского горизонта, достигает, по мнению Ю. А. Лаврушина, 100—110 м (см. фиг. 1).

В Ермаковском яру, расположенном в 130—150 км севернее Фарково, вскрываются, вероятно, уже исключительно эстуарные глины, а под-

² Фауна осталась неопределенной.

стилающие аллювиальные пески имеют линзовидное залегание. Несколько обобщенный разрез яра выглядит следующим образом:

		Мощность, м
Q ₃ 1mQ ₂ ^{3kz}	1. Почвенный слой	0,2
	2. Сильно измененные серовато-синие глины и суглинки	1,2
	3. Глина серовато-голубая до грязно-синей, песчаная, иловатая, горизонтально-слоистая, со слабым сероводородным запахом	до 4,0
"	4. Глина стально-серая, отдельными прослоями темно-синяя, жирная, иловая, горизонтально-волнисто-слоистая	3,2—3,4
	5. Глина серовато-синяя с прослоечками шоколадного и серого цветов, иловатая, с тончайшей ленточноподобной слоистостью, сильно карбонатная	3,0—3,2
alQ ₂ ^{3kz}	6. Песок серый с бурым оттенком, кварцевый, с примесью темноцветных минералов, мелкозернистый, косо- и волнистослоистый, залегает в виде крупных линз на размытой поверхности подстилающих тазовско-санчуговских пород	от 0,1—0,2 до 2
	7. Суглинок темно-серый до черного, глинистый, оскольчатосбеватый, неяснослоистый, со значительным количеством обломочного материала. Видимая мощность	до 5

Подошва казанцевских отложений залегает на отметке около 30 м.

Таким образом, аллювиальный комплекс казанцевского времени (осадки III надпойменной террасы) не только является фациальным аналогом озерных, эстуарных и далее к северу морских осадков, но, вероятно в нижней своей части несколько старше последних. Эта часть аллювиальной толщи отвечает времени регрессии моря и самого низкого уровня его стояния где-то на границе тазовско-санчуговского и казанцевского времени (фиг. 16).

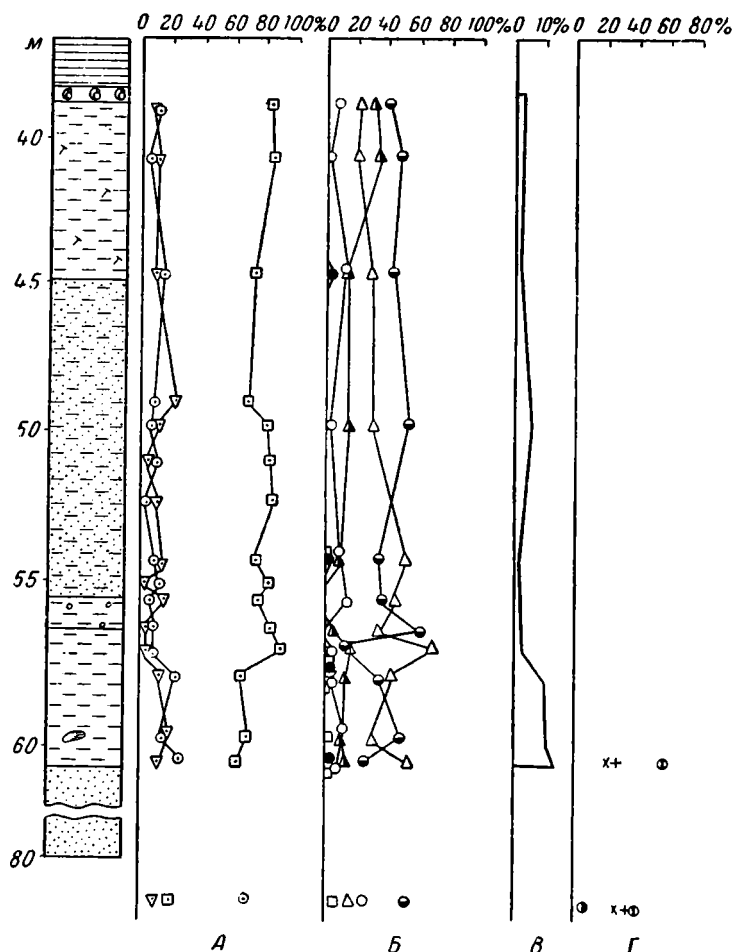
В пользу этого свидетельствуют и палеоботанические данные. Если аллювиальные отложения слабо пыленосны и содержат холоднолюбивую семенную флору (см. выше), то для времени накопления озерных и эстуарных осадков, вскрытых в скважине 9, устанавливается фаза развития темнохвойной тайги (фиг. 14).

В спорово-пыльцевых спектрах господствует пыльца древесных пород, составляющая в среднем 60—80 и достигающая 90%. Среди древесных растений преобладает пыльца темнохвойных пород: ели, кедровой сосны и пихты. При этом содержание ели сначала постепенно увеличивается сверху вниз по разрезу от 22 до 68% (глубина 57 м), а затем снова обнаруживает тенденцию к сокращению (на глубине 62—63 м). Изменения в процентном содержании пыльцы отмечаются и для пихты от 10—15% в нижней и средней частях до 33% вверху разреза на глубине 41 м. Пыльца кедровой сосны присутствует равномерно во всех разрезах в количестве 40—50%. Отмечается также пыльца древесной березы (2—10%), ольхи и обыкновенной сосны.

Травянистые растения, кустарники и кустарнички представлены в спорово-пыльцевых спектрах в небольшом количестве. Обычно это единичные зерна полыней и лебедовых. Характерно присутствие в образцах пыльцы карликовой березы, количество которой особенно возрастает (до 10—15%) в низах разреза. Споры имеют небольшое значение. Они представлены сфагновыми и зелеными мхами, папоротниками и в меньшей степени лесными видами плаунов. Переотложенные пыльца и споры отмечаются в небольшом количестве.

Таким образом, спорово-пыльцевые спектры из отложений озерных и эстуарных казанцевских отложений свидетельствуют о развитии в это

время в рассматриваемом районе елово-пихтово-кедровой темнохвойной тайги, местами в сочетании с ерниково-сфагновыми болотами. В развитии растительности как будто намечаются фазы. Климат казанцевского времени (точнее периода накопления эстуарных глин) был близок к современному.



Фиг. 14. Спорно-пыльцевые диаграммы казанцевских отложений по материалам скв. 9 у фактории Фарково:

А—общего состава пыльцы и спор, Б—содержание пыльцы древесных пород, В—пыльцы *Betula* папа, Г—пыльцы травянистых растений. (Составила Е. В. Коренева). Условные обозначения см. фиг. 4

Морские казанцевские отложения— mQ_2^{3kz} проникают по Енисею до района г. Игарки, а южнее фациально замещаются озерными (или эстуарными) глинами у станка Ермаково.

По берегам Енисея в Плахинских ярах, в береговых обрывах у станка Носовое, Старой Игарки морские осадки представлены песками серыми, желтовато-серыми, существенно кварцевыми, разномерными со всевозможной слоистостью, среди которой преобладает перепутанная волнисто-горизонтальная. Наблюдается частая смена наклона и направления падения косоизогнутых слоев, мелкая вогнутая синусоидальная и типа «ряби мелководья» слоистость и т. д., указывающая, согласно

исследований Ю. А. Жемчужникова (1940) на прибрежно-мелководно-морские условия седиментации.

Из этих песков в обнажении у станка Плахино, разрез которого приведен выше (см. стр. 60), была извлечена фауна *Balanus hameri* Asc., а из осыпи собраны дополнительно *Mya* sp. и *Saxicava arctica* Linne (определения С. Л. Троицкого). Присутствие аркто-бореального вида *Balanus hameri* Asc. указывает на достаточно теплый водоем, а некоторая окатанность раковин на сильные придонные течения, что находится в полном соответствии с текстурными особенностями описываемых песков.

К северу от Плахино казанцевские осадки становятся более сортированными и глинистыми. В обнажениях по рекам Косой, Дуромю, у г. Дудинки и т. д. прослеживается 10—15-метровая толща переслаивающихся песков тонко-мелкозернистых, микрослоистых и хорошо отмученных иловатых суглинков. Мощность этих весьма выдержанных горизонтальных прослоев достигает 0,3—1,2 м. Переходы между ними постепенные, без следов размыва. В горах содержится бореальная фауна с признаками некоторого опреснения морского бассейна — *Cyrtodaria enisseae* Sacks, *Mya* sp., *truncata* Linne, *Saxicava arctica* Linne и обломки *Cyprina islandica* (определение С. Л. Троицкого).

По-видимому, благоприятный термический режим казанцевского моря, наряду с общим потеплением климата, был значительно усилен за счет его мелководности. Об этом свидетельствует и значительное содержание в морских осадках обломков древесины.

Отметки залегания подошвы морских и эстуарных казанцевских отложений испытывают заметные колебания. У Ермаково подошва казанцевских осадков фиксируется на отметке плюс 30 м, в Игарке опущена до минус 31—32 м (Сакс, 1951), у Плахино опять поднимается до плюс 40—45 м и т. д.

На Енисее и по его правым притокам: рекам Косой и Дуромю казанцевские морские пески ложатся на подстилающие глинистые санчуговско-тазовские осадки со следами размыва. По контакту этих литологически резко различных пород часто встречаются карманы гравийно-галечникового материала.

В бассейне р. Пура сангомпанские отложения, синхронные казанцевским, залегают с 30-метровым размывом на подстилающих салемадьских (санчуговских) породах. В основании казанцевских морских осадков, по наблюдениям С. П. Альтера, Ф. А. Алевдина и др. (в 1955 г.), отмечаются прослой торфяников, пески с галькой и даже конгломераты. Размыв на границе салемадьской и сангомпанских свит устанавливается Л. В. Голубевой (1957) в низовьях Оби.

Таким образом, регрессия моря и размыв кровли санчуговских (салемадьских) пород в предказанцевское время имеют как будто региональный характер. При этом возможно, что к северу от указанных районов, в частности в устье Енисея, регрессивные явления проявились слабее и главным образом в смене литолого-фационального состава соответствующих пород.

Так, по мнению В. С. Волковой, высказанному в 1958 г., в бассейнах рек Малой и Большой Хеты казанцевские отложения связаны с санчуговскими постепенным переходом. Этот вывод сделан ею на том основании, что между санчуговскими осадками, включающими арктическую фауну, и казанцевскими породами, содержащими бореальную фауну, ею выделяются хетские слои³ с «переходным» арктобореальным

³ Хетские слои являются аналогом описанных выше песчаных отложений с фауной в верховьях Турухана и по Енисею, относимых нами к образованиям регрессивной фазы санчуговского бассейна и замещающихся к югу аллювиальными осадками четвертой надпойменной террасы Енисея.

комплексом фауны. Представления В. С. Волковой находятся в явном противоречии с приведенными выше данными по р. Турухану, свидетельствующими о резком размыве не только хетских слоев, но и кровли санчуговского (тазовско-санчуговского) горизонта. По наблюдениям Ю. А. Лаврушина и данным бурения, казанцевские осадки прислонены к «хетским»; подошва казанцевских пород опущена на 40—50 м ниже подошвы «хетских» отложений (см. фиг. 1).

По-видимому, вопрос о самостоятельности казанцевской трансгрессии нельзя решать чисто палеонтологическими методами, тем более, что при отсутствии вдоль р. Большой Хеты буровых данных и при литологической близости хетских и казанцевских осадков их взаимоотношения, очевидно, далеко не всегда вполне определенные и понятные.

В настоящий момент накапливается все больше данных, свидетельствующих о крупном размыве, последовавшем за отступлением санчуговского бассейна, что является, по нашему мнению, серьезным доказательством самостоятельности казанцевской трансгрессии.

Зырянский горизонт— Q_2^{3z} объединяет два взаимосвязанных комплекса отложений: собственно флювиогляциально-ледниковые и синхронные им перегляциальные осадки.

Гляциальный комплекс зырянских отложений— $gl\ Q_2^{3z}$ широко распространен по западной окраине Средне-Сибирского плоскогорья севернее широты низовьев р. Нижней Тунгуски, а также в области Приенисейской предгорной равнины (бассейн р. Мироедихи).

В пределах Приенисейской части Западно-Сибирской низменности описываемые осадки распространяются на левобережье Енисея у станков Якуты, Ангутиха-Игарка и далее к северу, захватывая все Енисей-Турухан-Тазовское междуречье.

Гляциальные отложения формируют здесь свежий холмисто-грядовый рельеф, вплотную примыкающий к северо-западному окончанию Лобового материка. Таким образом, полоса этого рельефа как бы замыкает с севера Енисейскую депрессию.

По мнению С. Б. Шацкого, наиболее высокие абсолютные отметки восточной части Енисей-Тазовского междуречья обязаны своим происхождением конечным моренам зырянского оледенения.

Донноморенные отложения не имеют сплошного распространения в пределах восточной окраины Западно-Сибирской низменности. Как правило, валунистые супеси залегают в поле развития зырянских осадков отдельными пятнами в виде огромных линз. В горизонтальном направлении они замещаются слоистыми песчаными глинами и суглинками (например вдоль левого берега Енисея между станками Ангутиха и Коношетье), а также грубыми косослоистыми песками и гравийниками (Горошихинский яр). Все это свидетельствует о том, что гляциальный зырянский комплекс на исследованной территории Западно-Сибирской низменности формировался в условиях сильного обводнения.

В области Приенисейской предгорной равнины и по окраине Средне-Сибирского плоскогорья (в бассейне нижнего течения р. Нижней Тунгуски) зырянская основная морена имеет несравненно большее распространение. Она вместе с нерасчлененными флювиогляциально-гляциальными образованиями слагает холмы и гряды в бассейнах рек Мироедихи, Вороновки, Большой и Малой Шорихи и т. д., сплошным чехлом перекрывая междуречья и спускаясь в долины рек. Так, в долине р. Нижней Тунгуски описываемые зырянские отложения перекрывают 60—70 м, а, по наблюдениям И. М. Фердмана (в 1955 г.), и 100—120-метровые террасы этой реки. Стратиграфические взаимоотношения зырянских пород с нерасчлененной толщей морен максимального оледенения и террасами р. Нижней Тунгуски показаны на фиг. 3.

Зырянская морена представлена валунно-галечниками в супесчаном заполнителе грязно-бурого цвета (сильно валунистая супесь). Это настоящая «мусорная» супесь, без всяких признаков сортировки и слоистости породы, сильно обогащенная валунами, рыхлая и почти не содержащая гравия. Она резко отличается от уплотненных оскольчатощебневатых, маловалунистых, но с большим количеством гравия, признаками сортировки морен максимального оледенения (фиг. 15).



Фиг. 15. Зырянская морена в обнажении правого берега р. Мироедихи 0,5 км ниже впадения ручья Первого.

Естественно поэтому, что гранулометрический состав зырянской морены существенно иной, по сравнению с самаровским и тазовским гляциальными образованиями (см. табл. 5, 11, 23). Вместе с тем петрографический состав обломочного материала зырянской морены отличается однообразием и повышенным содержанием валунов карбонатных пород (табл. 24). Среди галек и валунов песчаников, особенно ниже г. Игарки, встречаются буровато-серые тонкозернистые породы с отпечатками мезозойской (верхнемеловой турон-сантон) фауны *Natica* sp. indet., *Astarte* sp., indet., *Cyprina* sp., *Leda niteus* Schm., *Pteria* aff. *tenuicostata* Röem. juw., *Cinullia humboldti* Müller (определения Н. И. Шульгиной).

Карбонатные породы среди обломочного материала представлены розовато-серыми и серыми синиискими доломитами, реже известняками, по-видимому, нижепалеозойского возраста.

Минералогический состав зырянских донноморенных отложений характеризуется высоким содержанием пироксенов при одновременном снижении присутствия кварца и в особенности полевых шпатов. Показателен большой процент кальцита и доломита, а также обломков пород. Последнее очевидно связано с общей грубостью и несортированностью осадков (табл. 33).

Минералого-петрографический состав зырянских гляциальных отложений окраины плоскогорья мало чем отличается от таковых, описанных для низменности по Енисею, но гранулометрический состав несколько изменяется в сторону большего обогащения осадков валунно-галечниковым и преимущественно трапповым материалом (фиг. 15). Зырянские

Таблица 23

Гранулометрический состав зырянской морены

Местонахождение	Объем пробы, л	Выход классов, %										Порос- тость
		200 мк	100 мк	50 мк	25 мк	10 мк	5—2 мк	2—1 мк	1 — 0,5 мк	0,5 — 0,25 мк	<0,25 мк	
Река Мироедиха, 0,3 км, ниже ручья Первого . . .	18	22,23	13,88	5,50	5,60	5,55	8,3	3,3	2,32	1,67	25,90	2,75
Нижняя Тунгуска—Голый яр	18	14,6	20,0	20,0	1,14	12,0	12,0	2,0	2,6	1,0	10,66	3,0
Нижняя Тунгуска, Скры- тый яр	18	25,41	17,36	22,13	5,16	1,51	3,60	4,0	2,5	2,5	13,5	2,30
Левый берег Енисея, ста- нок Ангутаха	30	85,08	8,33	1,66	0,7	0,66	0,6	0,4	0,17	Следы	10,0	2,50
Левый берег Енисея, 8—9 км ниже станка Ангу- тихи	30	56,31	17,37	7,16	2,13	3,15	1,52	0,9	1,16	Следы	12,0	2,30

Петрографический состав обломочного материала зырянской морены
раздельно по каждому классу крупности

Местонахождение	Процент к количеству подсчитанной гальки											
	200—100 мм				100—50 мм				50—25 мм			
	Трапы	Песчанники	Известняки	Доломиты	Трапы	Песчанники	Известняки	Доломиты	Аргиллиты	Кварц	Кремни	Трапы
Нижняя Тунгуска—Голый яр	50,25	23,75	16,0	10,0	56,25	43,75	—	Следы	Следы	Следы	—	45
Река Мироедиха, 0,3 км ниже ручья Первого	35,0	30,0	Следы	35,0	35,70	35,70	7,14	21,42	Следы	—	—	27,74
Левый берег Енисея, станок Ангугиха	100	—	—	—	71,42	14,28	—	10,28	—	Следы	—	53,09
Левый берег Енисея, 8—9 км ниже станка Ангугихи	97,0	—	—	3,0	81,30	13,70	1,50	3,5	—	—	—	51,10
												19,0

Процент к количеству подсчитанной гальки

Местонахождение	50—25 мм						25—10 мм					
	Известняки	Доломиты	Аргиллиты	Кварц	Кремни	Трапы	Песчанники	Известняки	Доломиты	Аргиллиты	Кварц	Кремни
	—	3	—	—	—	40,82	47,67	Следы	11,69	Следы	Следы	Следы
Нижняя Тунгуска—Голый яр	—	—	—	—	—	67,97	22,69	—	32,31	Следы	—	—
Река Мироедиха, 0,3 км ниже ручья Первого	11,11	24,99	5,54	Следы	—	68,75	13,34	10,82	17,18	Следы	0,63	—
Левый берег Енисея, станок Ангугиха	—	11,63	Следы	3,84	—	61,30	21,40	7,30	9,30	Следы	—	—
Левый берег Енисея, 8—9 км ниже станка Ангугихи	3,0	15,60	10,0	1,30	Следы	—	—	—	—	—	—	—

флювио-гляциальные пески и галечники отмечаются в долине р. Нижней Тунгуски на террасовидных площадках с отметками 140—160 м, небольшими пятнами на отметках 100—120 м (устья р. Северной, по ручью Гремячему и Известковому и т. д.).

Они имеют некоторое распространение в пределах долины р. Сухой Тунгуски и ее правых притоков, что, возможно, указывает на существование в это время в горах Сухо-Нижне-Тунгусского междуречья небольших ледничков.

Литолого-фациальная пестрота и широкое развитие, местами преобладание осадков явно водного генезиса внутри зырянского горизонта в еще большей степени характерно для низовьев Енисея, бассейна рек Фокиной, Дудинки, Косой, Дуромоя и т. д.

Преимущественным развитием в этом районе пользуются пески, галечники, изредка валунники, среди которых местами встречаются линзы супесей с галькой. Широко развита косая слоистость и постепенные переходы от грубых и слабо сортированных осадков к хорошо отмученным тонкозернистым пескам без обломочного материала, часто содержащим обломки древесины, а также битую и реже целую ракушку морских моллюсков. Вниз по стратиграфическому разрезу, в ряде обнажений по р. Косой и у г. Дудинки, наблюдается совершенно постепенный переход в казанцевские слоистые пески и супеси.

Вместе с тем в низовьях Енисея имеет развитие холмисто-грядовый рельеф. Последний вытянут обычно в виде полос и разделен обширными плоскими и сильно заболоченными пространствами. Так, например, р. Косая на значительном протяжении протекает вдоль полосы холмисто-грядового рельефа с отметками 120—150 м, вытянутого с северо-востока на юго-запад. Отдельные холмы и гряды этой полосы высотой 35—40 м сложены песками, галечниками зырянского возраста мощностью до 30—40 м.

Среди песков в обнажении правого берега р. Косой, в 7 км выше устья ручья Дуромоя удалось собрать остатки фауны: *Astarte*(?) sp. indet., *Mya* sp. indet., *Saxicava arctica* (Linne). По мнению С. Л. Троицкого, эта фауна может характеризовать неопределенные морские условия, возможно прибрежье.

Описанные зырянские осадки залегают на отметках, примерно 70—80 м—100—120 м. Подошву их установить чрезвычайно трудно, так как вниз по стратиграфическому разрезу они замещаются казанцевскими породами. Последние представлены пачкой перемежающихся горизонтально-слоистых мелкозернистых песков и серовато-бурых иловатых супесей и суглинков. Мощность их, вероятно, не превышает 10—15 м, а отметки залегания определяются в 45—55, не выше 60 м. Пески содержат фауну *Mya* sp. indet., *Saxicava arctica* (Linne) и *Cyrtodaria jennisae* Sacks (определения С. А. Троицкого). Вместе с тем казанцевские отложения уже не участвуют в сложении описываемой гряды. Они вскрываются в береговых ярах р. Косой. Здесь удастся наблюдать на отметках 40—45 м и неровную со следами размыва кровлю санчужовских (по В. Н. Саксу) осадков, видимая мощность которых достигает нескольких метров. Наличие морской фауны (*Saxicava arctica* L., *Macoma baltica*, *Astarte borealis* и др.) в зырянских отложениях неоднократно отмечалось В. Н. Саксом (1947, 1948, 1951₁ и т. д.). Фациальное замещение гляциальных осадков морскими как в пространстве, так и во времени этот исследователь объяснял существованием в Таймырской депрессии и низовьях Енисея морского бассейна, в которой сползали зырянские ледники. По его мнению, уровень этого моря максимально поднимался до 150—180-метровых отметок, а к югу море распространялось примерно до Игарки (Сакс, 1951₁).

В последнее время (1950—1955 гг.) в результате геологических съемок в масштабе 1 : 1 000 000 и дешифрирования аэрофотоснимков для северо-востока Западно-Сибирской низменности было установлено широкое площадное развитие грядово-холмистого рельефа. Это и послужило основанием С. А. Стрелкову (1956), Н. Н. Куликову, В. С. Ломаченкову, С. Л. Троицкому и другим считать зырянские осадки сугубо континентальными отложениями камов, озов и флювиогляциальных равнин, а также позднеледниковых потоков. Нам кажется, что с этим выводом не совсем хорошо согласуется литологический облик зырянских отложений в низовьях Енисея, охарактеризованный выше. В первую очередь это касается отсутствия (или, по крайней мере, совершенно незначительного развития) бесспорных и типичных донно-моренных осадков. Далее остаются без объяснения имеющиеся факты постепенного перехода морских казанцевских отложений в зырянские и отсутствие в низовьях Енисея четкой границы между ними. Двигающийся по суше ледник, как известно, оставляет весьма заметные следы своего пребывания как в обработке пород, по которым он ползет, так и в отложении донной морены.

В этой связи небезынтересно вспомнить характер контактов самаровской морены и гляциально морских отложений тазовско-санчуговского возраста с подстилающими песчаными толщами, отмеченный выше (см. стр. 45, 46, 55).

Вопрос об *in situ* фауны в зырянских осадках, по-видимому, нельзя ставить в прямую зависимость от геоморфологических наблюдений. Известно, что В. Н. Сакс (1951 и др.), не располагавший последними, не сомневался в том, что найденная им фауна залегала *in situ*. Преобладание обломков фауны в зырянских отложениях также вполне понятно с точки зрения марино-гляциальных условий их накопления с вполне вероятным неоднократным переотложением. Даже санчуговские осадки, которые В. Н. Сакс считает типично морскими, содержат, по его словам, «давленную» фауну.

Наконец, геологическое строение из-за слабой обнаженности гряд и холмов в низовьях Енисея изучено слабо. При этом любопытно отметить, что в ряде случаев гряды приурочены как будто к местам, где оказывается несколько приподнятой кровля мезозойских и дозырянских отложений.

Все это вместе взятое заставляет внимательно отнестись к неоднократным высказываниям В. Н. Сакса (1948, 1951 и др.) о существовании на северо-востоке Западно-Сибирской низменности гляциально-морских зырянских отложений.

Зырянский перигляциальный комплекс отложений распространен только в пределах Енисейской депрессии, слагая плоскую, сильно заболоченную с огромным количеством озер равнину, протягивающуюся от низовьев Турухана до верховьев р. Артюгиной и низовьев Елогуя. В самой долине Енисея синхронные осадки почти не сохранились. Они отмечаются лишь непосредственно у границы зырянского ледника, в частности в правобережных ярах между станками Селиванихой и Якутами.

Описываемые осадки сформировались под влиянием двух факторов: флювиогляциальных потоков, шедших от края ледника и подтока с юга енисейских вод. В разные фазы развития оледенения роль их, очевидно, была неодинакова.

Во время активного продвижения ледника по Енисей-Турухан-Тазовскому междуречью, перегородившего собой Енисейскую депрессию, в долине Енисея были сформированы в основном озерно-аллювиальные осадки подпруженного водоема. У края ледника они частично выполняют предзырянский енисейский врез, залегая в интервале отметок от 10—15

до 30 м, максимум до 35 на отложениях тазовско-санчужовского горизонта. Южнее озерно-аллювиальные отложения имеют узко-локальное развитие, постепенно сокращаются в мощности (до 3—5 м по р. Нижней Баихе) и выклиниваются где-то на широте р. Мангутихи. Это был сравнительно неширокий и неглубокий водоем, вытянутый вдоль енисейской долины и не выходивший из ее пределов.

Наиболее типичным разрезом упомянутых отложений является обнажение на правом берегу Енисея против протоки Большой Шар. Здесь, под 10—12-метровой толщей песков с карманами галечников в основании, относящихся ко времени отступления зырянского ледника, вскрываются:

Мощность, м

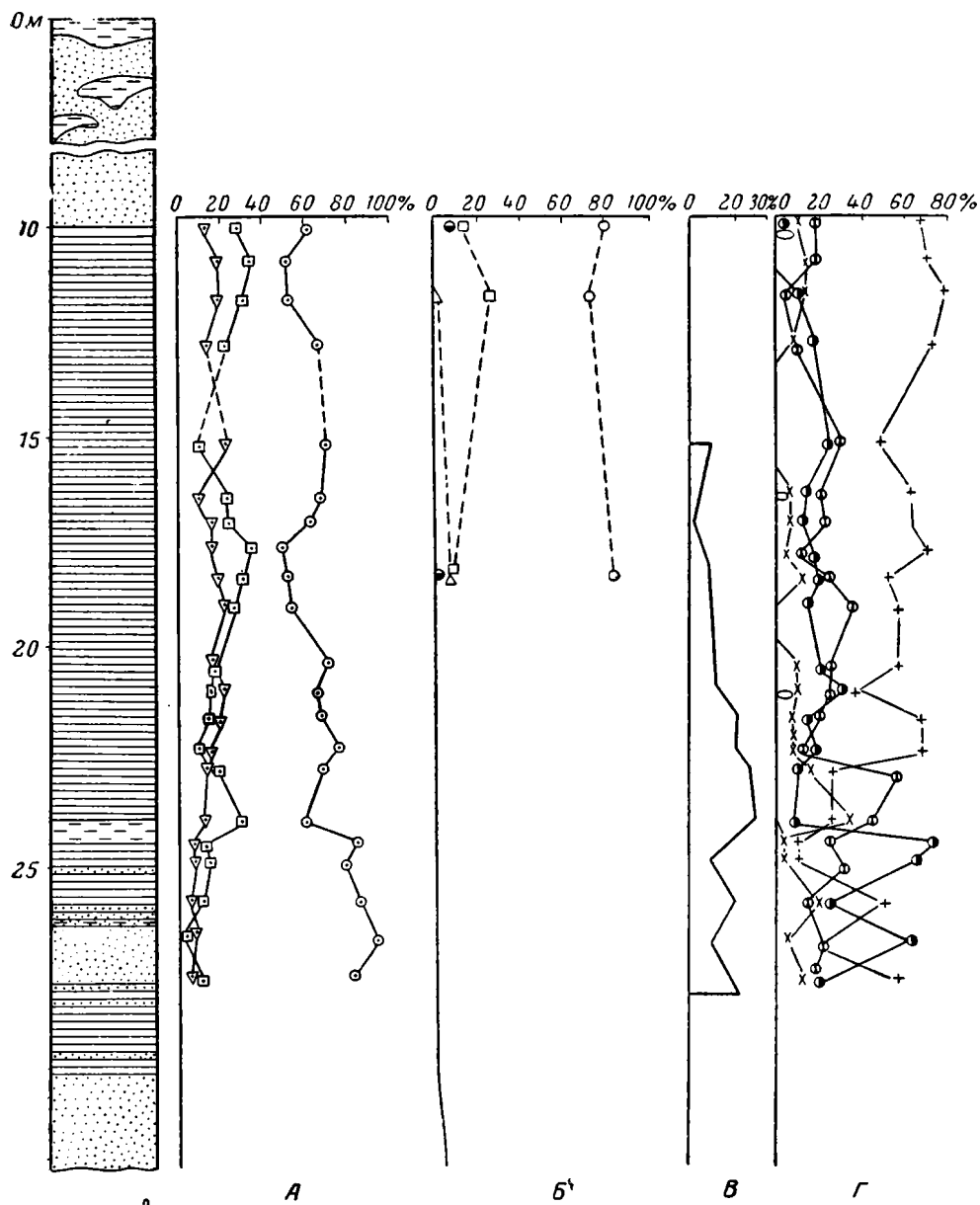
- | | |
|--|----------------|
| 1. Глины, серовато-синие, жирные, постепенно опесчанивающиеся вниз по слою, плотные, горизонтально-слоистые, ленточноподобные. Песчаные прослойки постепенно увеличиваются в мощности от 3—5 до 10—15 см и более, вниз по разрезу глины постепенно переходят в пески | 10—12 |
| 2. Пески желтые кварцевые, разно-мелкозернистые, косо- и местами диагонально-слоистые, с прослоечками намывного торфа мощностью до 3—5 см. В верхней части слоя с линзами серовато-синих глин | Видимая
8—9 |

Перигляциальные озерно-аллювиальные отложения подпруженного водоема приведенного разреза в минералогическом отношении весьма заметно отличаются от синхронных флювиогляциально-гляциальных образований. Они содержат относительно меньше пироксенов (4—7 против 30—40%), более богатый комплекс минералов, а глины — большой процент растительных остатков (см. табл. 44).

Согласно исследований Е. В. Кореновой, среди общего состава спорово-пыльцевых спектров во всех образцах из глин и песков Большешаровского разреза (фиг. 16) доминирует пыльца кустарников, кустарничков и травянистых растений, составляющая от 49 до 92%. Пыльца древесных пород имеет подчиненное значение и представлена главным образом древесными видами берез и ольхи. Пыльца хвойных присутствует в количестве не более 2—8%; это указывает на то, что граница распространения указанных пород была далеко от места накопления осадков. Почти во всех образцах заметную роль в спорово-пыльцевых спектрах играет пыльца ерника, по-видимому, *Betula nana*, достигающая 20—30% от суммы всех сосчитанных зерен. Среди травянистых растений преобладает пыльца полевой, достигающая 78%, а также систематически отмечается пыльца семейств *Chenopodiaceae*, в особенности *Gramineae*, содержание которой в нижних слоях Большешаровского разреза достигает 60—70%. Из толщи глин Большешаровского разреза палеокарпологом М. Г. Кипиани была любезно изучена семенная флора. Всего было проанализировано шесть образцов, взятых примерно через 2 м сверху вниз по всему разрезу. Списки флор во всех образцах оказались одинаковыми, среди них М. Г. Кипиани отмечает обилие склероидов *Fungi*, макроспоры *Selaginella selaginoides* L., листочки *Sphagnum*, *Bryales* gen., хвощинки *Picea* sp., *Larix* (?), семена и орешки *Gramineae* gen., *Carex* sp., *Juncus* sp., *Luzula* sp., *Betula* sp., *Oxyria digyna* Hill, *Caryophyllaceae* gen., *Ranunculaceae* (cf. *Genum*), *Ranunculus* sp., *Papaveraceae* gen., *Cruciferae* gen., *Potentilla* cf. *nivea*, *Primulaceae* gen. и т. д.

Таким образом, состав семенной флоры находится в полном соответствии со спорово-пыльцевыми данными. Для обнаруженных ископаемых растительных остатков характерно преобладание спор, пыльцы, плодов и семян представителей травянистых растений из семейств полевой, лебедовых, маковых, крестоцветных, гвоздичных и т. д., малое содержание

остатков древесных пород, почти полное отсутствие следов водных и прибрежно-водных растений. Характерно обильное содержание остатков растений влажных местообитаний.



Фиг. 16. Спорово-пыльцевые диаграммы озерно-аллювиальных перигляциальных зырянских отложений Большешаровского яра:
 А—общего состава пыльцы и спор, Б—содержание пыльцы древесных пород, В—пыльцы *Betula* папа, Г—пыльцы травянистых растений. (Составила Е. В. Коренева). Условные обозначения см. фиг. 4.

По мнению М. Г. Кипиани, растительный детрит, семена и флора аллохтонного типа. Отложения, в которых они содержатся, накапливались в мелководном, вероятно, сезонно хорошо прогреваемом водоеме, в котором развивалась водоросль *Pediastrum*, а также многочисленные

червеобразные (?) организмы. Следы жизнедеятельности последних в виде многочисленных червоточин испещрены глинистые осадки.

Основная масса отложений перигляциальной зоны относится ко времени начала распада зырянского ледника. Именно этими осадками и сложена отмеченная выше плоская озерная равнина на левобережье Енисея. Колоссальное количество озер на ее поверхности с одинаковым уровнем, привязанным к 40—45-метровым отметкам, по-видимому, следует рассматривать как реликты обширного мелководного водоема. Последний образовался в пределах Енисейской депрессии в результате таяния зырянских льдов и усилившегося притока енисейских вод с юга. Осадки его у края ледника (низовья р. Турухана, р. Нижней Баихи и т. д.), выполняя предзырянский енисейский врез с абсолютных отметок 30—35 до 45—55 м, перекрывают аллювиальные (озерные) казанцевские отложения. Но по мере движения к югу (уже на широте устья р. Сухой Тунгуски) более древние казанцевские образования в виде третьей надпойменной террасы Енисея выходят из-под их уровня (Сосновый хребет). Озерные перигляциальные осадки постепенно теряют покровный характер своего залегания и вкладываются в эрозионный врез енисейской долины. В районе Соснового хребта и далее к югу они облекают и прислоняются к эрозионным останцам третьей надпойменной террасы.

К отложениям, синхронным описанным перигляциальным осадкам, относятся флювиогляциальные пески и галечники, реже слоистые супеси и суглинки, распространенные в долинах рек Нижней и Сухой Тунгусок, Северной и т. д.

Очевидно, частично одновозрастными с ними будут и «позднезырянские озерные отложения», выделяемые С. Л. Троицким в низовьях Енисея и бассейне р. Агапы. По нашим наблюдениям, на реках Фокиной, Убойной и других эти осадки выполняют понижения между грядами или же формируют обширные плоскохолмистые заболоченные поверхности с абсолютными отметками 60—80 м.

В том и другом случае они являются более древними, чем осадки Каргинской террасы, которые залегают стратиграфически выше, а гипсометрически ниже, и врезаны в позднезырянские отложения.

Наиболее характерные разрезы рассматриваемых отложений вскрываются по р. Нижней Баихе (фиг. 17).

Обычно это 5—8, редко 10-метровая пачка переслаивающихся песков, супесей и суглинков с многочисленными линзами и прослоями намытых торфяников и растительной сечки.

Пески желтые кварцевые со значительной примесью темноцветных минералов, мелко- и тонкозернистые, пылеватые, глинистые тонко- и микрогоризонтально- и волнистослоистые.

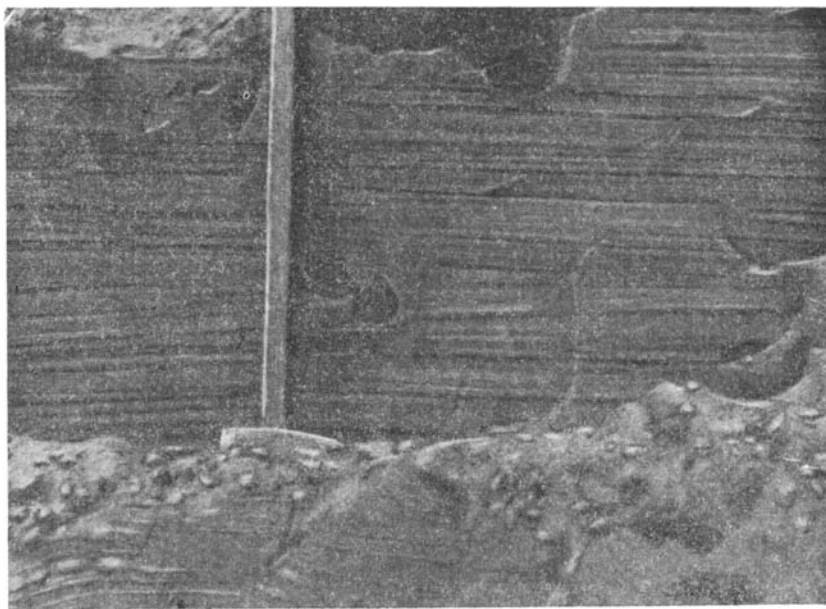
Супеси и суглинки буровато-бежевые, серые, иловатые, неясно-горизонтально-слоистые, с растительной сечкой. Местами встречаются линзы серовато-синей иловатой глины со слабым сероводородным запахом (см. фиг. 16).

В песках в нескольких местах была встречена пресноводная фауна—*Gyraulus* sp., *Valvata piscinalis* Müll., *Pisidium amnicum* Müll., *Sphaerium scaldianum* Normn. (определения И. В. Даниловского).

Проведенные Е. В. Кореновой спорово-пыльцевые анализы из толщи описываемых пород в обнажении по р. Нижней Баихе в 9 км выше впадения ручья Позвоночного (фиг. 18) показывают преобладание пыльцы растений открытых ландшафтов. В группе пыльцы древесных пород преобладают хвойные—ель и сосна, в меньшей степени береза и ольха. Незначительное процентное содержание пыльцы древесных пород свидетельствует о ее заносном происхождении (Гричук, Заклинская, 1948). Пыльца кустарниковой березы составляет 8—15 %.

Основное значение в спорово-пыльцевых спектрах, как и в диаграмме Большешаровского обнажения, имеет пыльца травянистых растений: полыней, лебедовых и злаков. В верхней части разреза количество их достигает 10—20%, а в нижних увеличивается до 40%. Большую роль, чем в Большешаровском разрезе, играют пыльца разнотравья.

В списке семенной флоры, изученной Г. А. Балуевой в 1952 г. из аллохтонных торфяничков четырех обнажений на р. Нижней Баихи, указываются следующие формы: *Fungi*, *Selaginella selaginoides* L., *Carex* sp.,



Фиг. 17. Горизонтальная слоистость перигляциальных зырянских осадков в обнажении левого берега р. Нижней Баихи 15 км ниже фактории Момчик.

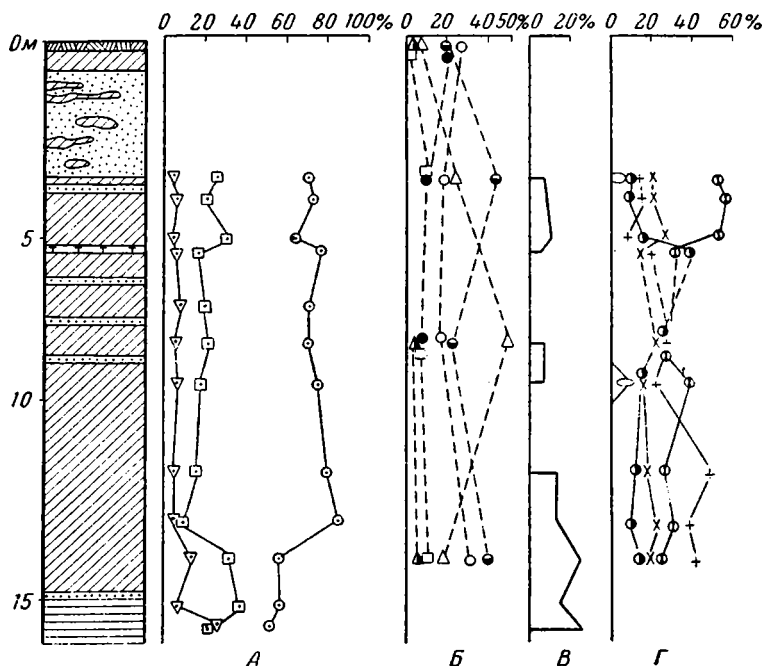
Papaver sp., *Potentilla* sp., *Cruciferae* gen., *Ranunculaceae*, *Spirulina spiralis*, *Alisma* cf. *plantago*, *Granineae* gen., *Cyperaceae* sp., *Juncus* cf. *arcticus* Willd., *Caryophyllaceae* gen., *Ranunculus* cf. *repens* L., *Ranunculus reptans* L., *Thalictrum* sp., *Papaveraceae* gen., *Lysimachia* cf. *punctata*, *Menyanthes trifoliata* L., *Sphagnum*, *Polygonum*, *Betula* sp.

Таким образом, описанные растительные остатки свидетельствуют о развитии в перигляциальной зоне во время зырянского оледенения весьма своеобразных безлесных ландшафтов с обилием в растительном покрове полыней, лебедовых и кустарниковых берез, не имеющих аналогов в современной растительности, но, вероятно, распространенных в перигляциальных областях в течение четвертичного периода (В. П. Гричук и М. П. Гричук, 1950; Городков, 1948; Гричук и Федорова, 1956; Марков, 1956).

Своеобразная ландшафтно-географическая обстановка, существовавшая в пределах исследованного района, была, по нашему мнению, взаимосвязана с физико-географическими особенностями деградации зырянского ледника.

Таяние льдов было обусловлено, несомненно, резко возросшей сухостью воздуха и усилением солнечной инсоляции. Это определило черты аридности в растительном покрове, что доказывается преобладанием представителей семейства *Chenopodiaceae*, рода *Artemisia*.

Вместе с тем исчезновение ледяных покровов сопровождалось обводнением обширных пониженных пространств, что особенно наглядно видно на примере Енисейской депрессии. Обширное обводнение не могло не сказаться и, вероятно, действительно явилось весьма существенным фактором в процессе возникновения безлесных пространств. Леса могли произрастать лишь в подходящих условиях рельефа и экспозиции, уступив место травянистому и моховому покровам.



Фиг. 18. Спорово-пыльцевые диаграммы озерных зырянских перигляциальных отложений, вскрывающихся в обнажении на левом берегу р. Нижней Банхи, в 9 км выше впадения ручья Позвоночного:

А—общего состава пыльцы и спор, Б—содержание пыльцы древесных пород, В—пыльцы *Betula pampa*, Г—пыльцы травянистых растений. (Составила Е. В. Коренева). Условные обозначения см. фиг. 4.

Отмеченные ландшафтные условия способствовали широкому расселению в это время групп животных открытых пространств (Громов, 1948). Для исследованной территории с комплексом позднезырянских отложений связана фауна мелкопитающих: *Elephas primigenius* Blum., *Rangifer tarandus* L., *Ovibos* sp. и т. д., обнаруженная по рекам Турухану и Верхней Банхи геологами Союзной геолого-поисковой конторы (СГПК) и по р. Большой Авамской С. Л. Троицким в 1955 г. (устные сообщения).

Поздне-последниковый горизонт— Q_2^{sk+s} г включает отложения второй надпойменной, каргинской и первой надпойменной, сартанской террас Енисея, а также синхронные им осадки в долинах его притоков.

Отложения второй надпойменной, каргинской террасы— aQ_2^{sk} на отрезке енисейской долины между Бахтой и Туруханском вытянуты 5—10-километровыми полосами по обеим, особенно левому, берегам Енисея. Они вложены в толщу осадков третьей надпойменной террасы и залегают на размытой поверхности гляциально-морского тазовско-санчуговского горизонта на отметках 33—35—36 м на правом и 20—25 м на левом берегах.

Поверхность второй надпойменной террасы, как уже отмечалось, морфологически и гипсометрически трудно отделима от уровня зырянской перигляциальной равнины. Граница между ними показана на обзорной геологической карте условно.

В силу этих причин С. Б. Шацкий (в 1952 г.) не выделил описываемые осадки в самостоятельный стратиграфический горизонт. Он объединял их вместе с озерно-аллювиальными отложениями перигляциальной зырянской равнины «в фарковский горизонт».

Подразделить эти два несомненно разновозрастных комплекса отложений удалось на основании проведенных нами литолого-фациальных наблюдений, подкрепленных палеоботаническими данными.

Толща отложений второй надпойменной террасы, мощностью в 15—25 м, обладает всеми характерными признаками, присущими аллювиальным свитам. В ее основании залегает горизонт в виде карманов и линзовидных прослоев гравийногалечникового материала. Галька сравнительно высоко, в среднем по II—III классам, окатана и представлена траппами, песчаниками и кремнисто-кварцевыми породами, вымытыми из подстилающего гляциального горизонта. Основная масса осадков террасы сложена песчаными русловыми фациями. Пески серовато-желтого и желтого цвета мелкозернистые, хорошо отсортированные (табл. 25), кварцево-полевошпатовые, слюдистые, со значительным содержанием эпидота и роговой обманки (до 5—7%), несколько меньшим граната (до 2%) и следами турмалина, рутила, ставролита и циркона (см. табл. 43).

Отложения обладают разнообразной слоистостью, среди которой важно отметить широко развитую диагональную слоистость, весьма характерную для русловых фаций аллювиальных свит.

Мощность описанных песков в естественных обнажениях изменяется от 10 до 20 м. К верхам песчаной пачки, как правило, приурочены прослои и линзы иловатых серовато-бежевых суглинков и глин с растительной сечкой и намывными торфяниками.

Очевидно они являются старичными образованиями. Мощность их изменяется от 0,5 до 3,0 м.

С поверхности терраса прикрыта пойменными фациями. Это главным образом пылеватые песчаные супеси и макропористые комковатые суглинки светло-бурого цвета с неясной горизонтальной слоистостью и растительными остатками. Мощность их колеблется от 0,5 до 3—4 м.

Таким образом, вполне закономерное строение описанных аллювиальных отложений существенно отличает их от преимущественно озерных осадков перигляциальной зырянской равнины.

Возрастные различия между рассматриваемыми отложениями второй надпойменной террасы и перигляциальными зырянскими образованиями помогают установить спорово-пыльцевые анализы. Спорово-пыльцевые спектры, характеризующие открытые ландшафты времени зырянского оледенения, сменяются во время формирования второй надпойменной террасы значительно разреженными, но тем не менее лесными ассоциациями. В этом отношении весьма показательны обнажения у фактории Фарково.

В низах песчаной аллювиальной свиты, по определениям Е. В. Кореневой, среди общего состава спорово-пыльцевых спектров доминирует пыльца растений, характеризующих открытые ландшафты, что, по-видимому, связано непосредственно с влиянием деградировавшего зырянского ледника.

В более верхних горизонтах Фарковского разреза постепенно увеличивается содержание пыльцы древесных пород до 50—65% (фиг. 19) от суммы всех зерен пыльцы и спор. При этом преобладает пыльца древес-

ных видов березы, а в верхах разреза—ели. Значительное участие принимает пыльца *Pinus sibirica*.

В нижних горизонтах аллювиальной свиты присутствует значительное количество *Betula sex. nana*.

Пыльца травянистых растений значительно преобладает лишь в низах аллювиальной толщи, а в средней и верхней части лишь немного

Таблица 25

Механический состав аллювиальных (руслowych) осадков второй надпойменной террасы Енисея

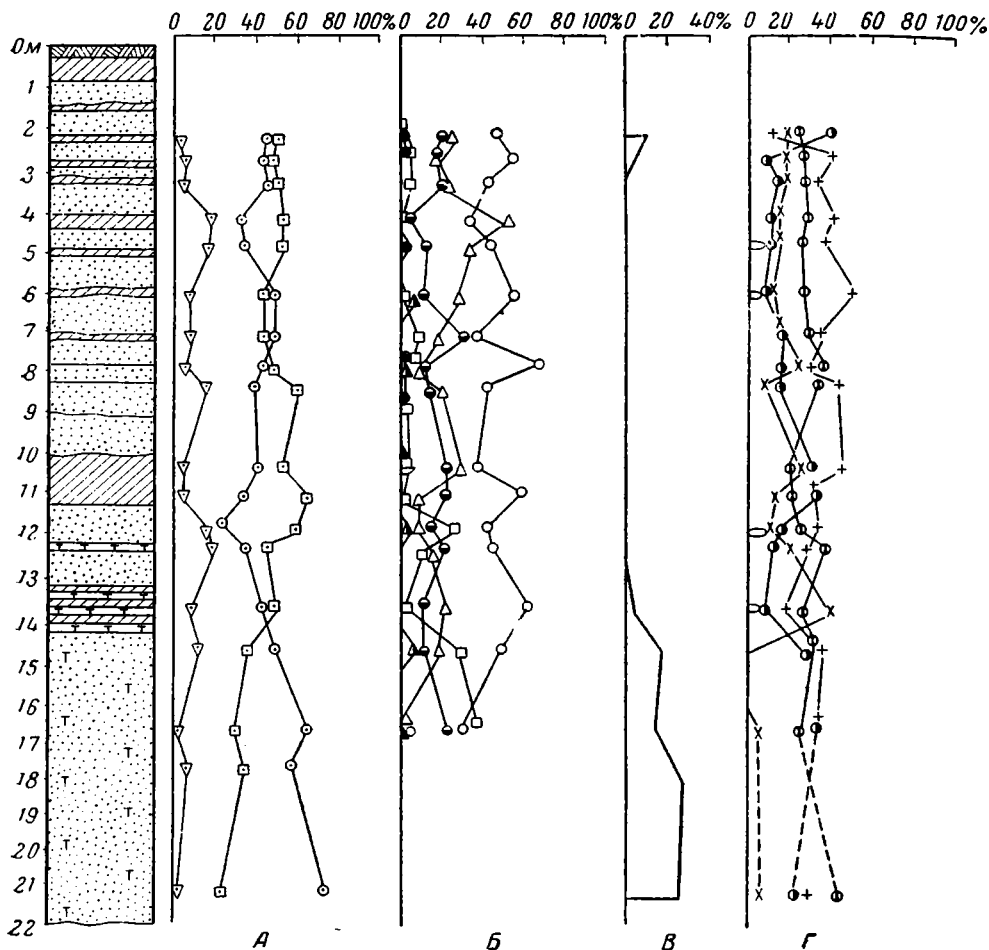
Местонахождение	Фракция, %						
	>3 мм	3—1 мм	—1+0,1 мм			0,1—0,01 мм	<0,01 мм
			1—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм		
Фарковский разрез	—	—	0,25	0,15	52,50	35,0	12,35
Там же	—	—	—	0,10	43,05	43,30	13,55
"	—	—	—	0,05	50,35	40,40	9,20
"	—	—	0,5	1,0	37,6	48,7	12,2
"	—	—	0,05	1,0	65,1	26,0	7,85
"	—	—	0,65	4,65	77,85	8,8	8,05
"	—	0,55	0,15	2,65	81,00	9,15	6,50
"	—	—	0,35	4,50	82,75	5,75	6,65
Высокий яр, левый берег Сургутихи, 6 км выше станка Сургутихи	—	Следы	86,85			—9,70	3,45
Правый берег р. Енисея, 1 км ниже ручья Половинного	Следы	—	95,94			0,94	3,12
Высокий яр, левый берег р. Сургутиха, 6 км выше станка Сургутихи	—	—	—	1,55	19,0	56,90	22,55
Там же	—	—	0,30	21,20	70,90	5,35	2,25
"	—	—	—	2,55	79,40	14,95	3,10
"	—	—	—	0,10	10,95	70,50	18,45
"	—	—	0,70	14,40	76,40	5,55	2,95

уступая содержанию пыли древесных пород. Среди трав существенную роль играет *Artemisia* и разнотравье, в небольшом количестве присутствуют осоки. Споры содержатся в небольшом количестве.

Менее выразительным, как нам кажется, является состав семенной флоры, близкий к приведенному выше для перигляциальных отложений. Из косослойных песков русловой фации аллювия, залегающих в основании Фарковского разреза, Г. А. Балуева в 1956 г. привела следующий список: *Chara* sp., *Fungi*, *Bryales*, *Nitella* sp., *Sphagnum*, *Piceae* sp., *Pinaceae*, *Sparganium filiformis*, *Sparganium natans*, *Sparganium cf. pectinatus* L., *Eriophorum* sp., *Heleocharis palustris*, *Juncus cf. arcticus* Willd., *Betula nana*, *Urtica cf. dioica* L., *Polygonum var. aviculare* L., *Rumex* sp., *Diantus superbus* L., *Malachium aquatica* L., *Ranunculus aquatilis* L., *Ranunculus cf. flammula* L., *Ranunculus cf. hyperborens* Rottb., *Ranunculus repens* L., *Thalictrum* sp., *Papaver cf. redicatum* Rottb., *Nasturtium palustre* D. C., *Cruciferae* gen., *Potentilla cf. argentae* L., *Potentilla supina*,

Euphorbia sp., *Archangelica decurrens*, *Lytimachia* cf. *punctata* L., *Menyanthes trifoliata* L. и др.

Примерно аналогичный состав растительных остатков приводит М. Г. Кипиани из линзовидного прослоя старичных суглинистых отложений с прослойками растительного детрита: *Fungi*, *Chara* sp., *Bryales*, *Sphagnum* (?), *Comferae* gen., *Gramineae* gen., *Cares* sp., *Lusula* sp.,



Фиг. 19. Спорово-пыльцевые диаграммы аллювиальных отложений второй надпойменной террасы р. Енисея у фактории Фарково:

А—общего состава пыльцы и спор, Б—содержание пыльцы древесных пород, В—пыльцы *Betula nana*, Г—пыльцы травянистых растений. (Составила Е. В. Коренева). Условные обозначения см. фиг. 4.

Allium sp., *Betula* sp., *Caryophyllaceae* gen., *Thalictrum* sp., *Potentilla* sp., *Cruciferae* gen., *Papaver* sp., *Compositae* gen. и т. д. Кроме того, отмечаются раковинки *Ostracoda* и *Gastropoda*, что подтверждает озерно-аллювиальное происхождение вмещающих пород. В целом отмеченные палеоботанические данные указывают, по-видимому, на еще сравнительно холодные климатические условия. Тем не менее в период формирования второй надпойменной террасы леса начали активно осваивать ранее безлесные пространства. В растительном покрове отмечаются явные изменения в сторону возникновения лесных ассоциаций с преобладанием древесной березы и богатым разнотравным комплексом.

Среди животного мира в каргинское время широким распространением пользовались *Elephas primigenius* Blum., *Rangifer tarandus* L., *Ovibos* sp., *Equus* sp. и т. д., остатки которых обнаружены в отложениях второй надпойменной террасы в низовьях Енисея, в районе г. Туруханска, Верхне-Имбатского и т. д. (Сакс, 1951 и сборы автора).

На этом основании енисейскую террасу, по-видимому, можно сопоставлять со второй надпойменной террасой района Красноярска, к осадкам которой приурочена известная стоянка Афонтовой горы (Громов, 1948).

Попутно небезынтересно отметить связь указанного фаунистического комплекса со вторыми надпойменными террасами на многих реках Сибири: Верхней Оби (Щукина, 1953, 1958), Ангаре, Вилуе, Лене и т. д. (Равский, Алексеев и др., 1956). По-видимому, стоянка Афонтовой горы может рассматриваться классической и опорной для позднеплейстоценового времени и вообще второй половины верхнего плейстоцена Сибири.

Кроме того, находки в разрезе Афонтовой горы остатков человека — *Homo sapiens* L. вместе с кремневым инвентарем сближают ее с мадленскими стоянками Русской равнины (Громов, 1948).

Аллювиальные синхронные отложения правых и левых притоков Енисея значительно отличаются своим строением и мощностями. Так, в долине Елогуя аллювиальная свита 12—15-метровой террасы достигает мощности 10—12 м. Отчетливо выделяются песчано-галечниковые русловые, суглинистые, иловатые старичные и пойменные покровные осадки, что вообще характерно для левых притоков.

Одновозрастные осадки правых притоков в области Средне-Сибирского плоскогорья представлены галечниками, покрытыми сверху маломощным слоем супесчаного материала. В составе аллювиальной свиты р. Фатьянихи общей мощностью 10—12 м в этом районе преобладают русловые фации и практически отсутствуют старичные отложения. В нижнем течении реки, по восточной окраине Западно-Сибирской низменности, увеличивается мощность аллювия террасы до 15—18 м, осадки становятся более тонкими и отмученными, определенное развитие получают старичные фации.

Важно отметить, что эти изменения происходят не постепенно, а довольно резко, «скачком», приуроченным к выходу речек из области плоскогорья на низменность (Карские Ворота на р. Фатьянихе, а также по р. Комсе, Нижнему Имбаку и т. д.).

Еще более эффектно эти изменения проявляются в строении 35—45-метровой террасы р. Нижней Тунгуски. В пределах Приенисейской складчатой зоны Нижняя Тунгуска, прорываясь вкост простирания пород приподнятого западного блока Туруханской антиклинали, протекает в каньонообразной долине, и упомянутая терраса имеет локальное развитие. Ее отложения узкими (3—5 км) полосами отмечаются между поселками Северным и Голым яром, выше Стрельных гор, между Дурным и Известковым мысами. Аллювиальные осадки залегают на размытой поверхности морены максимального оледенения или на коренных породах на отметках 40—45 м и сложены 15—20-метровой толщей линзовидно переслаивающихся песков, галечников и гравийников. Общий ситовый анализ выявляет значительную грубость аллювия, содержащего до 50—60% гравия, гальки и валунов, что следует из табл. 26.

Обломочный материал представлен траппами (50—80%), различными песчаниками (15—50%), аргиллитами (5—15%), доломитами (2—5%) и весьма редко кварцем и халцедоном (0,2—1,5%). Галька и валуны сравнительно слабо окатаны (в среднем II класс) и часто несут на себе следы ледниковой штриховки. Пески разнозернистые, грубослоистые,

грязно-серого цвета в результате обогащения их продуктами разрушения траппов.

Количество пироксенов в отложениях 35—45-метровой террасы, по сравнению с енисейским аллювием второй надпойменной террасы, повышено в два-три раза (см. табл. 43) при общем обеднении минералогического состава. Таким образом, отложения (35—45 м) ниже-тунгусской террасы на участке между поселками Северным и Дурным мысом сложены преимущественно русловыми фациями. Старичные осадки практически отсутствуют, если не считать незначительных (0,2—0,3 м) линз иловатых глин, встречающихся крайне редко. Так же незначительно развиты и пойменные фации.

Т а б л и ц а 26

Общий гранулометрический состав аллювия (35—45 м) нижнетунгусской террасы

Местонахождение	Выход классов, %									Пористость
	>50 мм	50 —25 мм	25 —10 мм	10 —5 мм	5 —2 мм	2 —1 мм	1 —0,5 мм	0,5 —0,25 мм	<0,25 мм	
Правый берег Нижней Тунгуски, 0,5 км ниже пос. Север- ный	0,66	10,0	20,0	10,0	6,6	8,3	6,66	13,33	16,7	7,75
	0,98	11,5	18,0	10,0	5,5	8,8	5,5	12,72	13,0	8,5

В районе Дурного мыса проходит Приенисейский разлом, западнее которого уже в пределах Енисейской депрессии строение рассматриваемой террасы резко меняется. Она приобретает характер обширного конуса выноса, резко выдвинутого в долину Енисея и обуславливающего резкий изгиб последнего у Туруханска. Обращает на себя внимание значительная мощность конуса, достигающая 45—55 м, и низкие отметки его подошвы ноль—минус 5 м.

В основании конуса выноса, залегая на размытой поверхности тазовско-санчуговских гляциально-морских пород, обнажается 30—35-метровая толща галечников. Местами она сцементирована окислами железа в рыхлые конгломераты и переслаивается с грубыми разнородными песками. Гранулометрический состав их, по данным ситового анализа, показан в табл. 27.

Т а б л и ц а 27

Общий гранулометрический состав галечников туруханской террасы

Выход классов, %									
>50 мм	50 —25 мм	25 —10 мм	10—5 мм	5—2 мм	2 —1 мм	1—0,5 мм	0,5 —0,25 мм	<0,25 мм	Пористость
33,3	8,33	10,0	6,7	6,7	5,0	6,7	6,7	1,66	10,88

Как видно, среди обломочного материала много крупной гальки и даже валунов. В петрографическом отношении они принадлежат преимущественно траппам (83—97%), затем песчаникам, аргиллитам и доломитам (7—15%) и единичным галькам кварца. Сверху галечники перекрываются 10—12-метровой пачкой песков с прослоями иловатых глин. Пески желтовато-серые мелкозернистые, косо- и волнисто-слоистые. Любопытно, что их минералогический состав несколько отличается от

галечников. Так, количество пироксенов несколько сокращается, появляется кальцит, роговая обманка, гранат, турмалин и заметно повышается слюдистость. В образовании их явно чувствуется влияние Енисея, что нельзя сказать по отношению к галечникам.

Это обстоятельство, а также чрезвычайно грубый состав осадков как самого конуса выноса, так 35—45-метровой террасы Нижней Тунгуски, свидетельствуют о том, что описываемые отложения образовались за счет размыва зырянской морены. При этом, возможно, что в их аккумуляции приняли участие флювиогляциальные потоки деградировавшего в горах зырянского ледника.

Поздне-послезырянский возраст конуса выноса р. Нижней Тунгуски доказывается эрозионным прислонением галечников к нижнему перигляциальному зырянскому комплексу, сложенному озерно-аллювиальными глинами, развитыми в долине Енисея (Большешаровский яр), а 35—45-метровые террасы — врезом в зырянские ледниковые осадки. Аналогичный каргинский возраст (35—45 м) нижнетунгусской террасы и сопоставимость ее со второй надпойменной террасой Енисея, помимо этого, подтверждается палеонтологическими данными. К осадкам террасы приурочены находки частей скелета *Elephas primigenius* Blum. (Шорхов и др., 1933) и пыльца сравнительно теплолюбивой лесной растительности, состоящей из сосны с примесью березы, ольхи и ели.

Отложения первой надпойменной террасы Енисея — al Q^{3st}₂ — пользуются незначительным распространением на исследованном отрезке енисейской долины. Узкая полоска этих осадков шириной до 3 км протягивается главным образом вдоль левобережья Енисея и лишь местами встречается по его правому берегу.

Описываемая аллювиальная свита прислонена к отложениям второй надпойменной террасы Енисея и поκειται в южной части района (Бахта-Чумсово) на самаровской морене, а в северной — на тазовско-санчуговских породах.

В основании левобережных террасовых разрезов на абсолютных отметках 10—15 м обычно залегают крупнозернистые гравелистые пески с прослоями галечников. Обломочный материал хорошо окатан (в массе по III классу). Гранулометрический состав его приведен в табл. 28.

Таблица 28

Гранулометрический состав аллювия первой надпойменной террасы Енисея

Выход классов, %									
>50 мм	50 — 25 мм	25 — 10 мм	10—5 мм	5—2 мм	2—1 мм	1 — 0,5 мм	0,5 — 0,25 мм	<0,25 мм	Пористость
1,2	3,0	8,3	8,3	10,4	5,0	10,4	3,40	11,05	8,35

В классе — 50 + 25 преобладают траппы — 30,7%, затем идут песчаники — 23,1%, кремнистые породы — 15,4%, кварциты — 8,7%, кварц — 7,9%, туфы — 7,7% и контактно-измененные породы — 7,1%. Среди более мелкого кластического материала в классе — 25 + 10 мм содержание траппов падает до 7,94% и резко повышается содержание кварца — до 37%, кремнистых пород — 39,21%. Количество различных песчанниковых галек достигает всего 11,64%, кварцитов — 4,21%.

Мощность описанных русловых или стержневых осадков изменяется от 0,5 до 2—3 м. Они перекрываются 12—15-метровой толщей желтовато-серых косо- и горизонтально-слоистых песков. Механический состав,

приводимый в табл. 29, выявляет их довольно однородный состав и прекрасную сортировку.

Старичные и пойменные осадки весьма слабо развиты. Последние представлены песчаными супесями и имеют мощность в 0,5—1,5 м.

Таблица 29

Механический состав аллювиальных (русловых) осадков первой надпойменной террасы Енисея

Местонахождение	Фракция, %						
	>3 мм	3—1 мм	—1+0,1 мм			0,1—0,01 мм	<0,01 мм
			1 —0,5 мм	0,5 —0,25 мм	0,25 —0,1 мм		
Левый берег Енисея, у станка Боро- дино	—	0,04	—	91,73	—	5,72	2,51
Левый берег Енисея, у станка Чул- ково	—	—	—	95,41	—	2,43	2,16
Правый берег Енисея, у станка Бак- ланиха	—	0,11	—	87,35	—	9,17	3,37
Правый берег Енисея, у станка Зы- ряново	—	—	—	94,34	—	3,96	1,70
Там же	3,00	0,92	—	94,00	—	1,46	0,62
"	—	—	—	92,26	—	4,16	3,58
Левый берег Турухана, в 2,0 км от устья	—	0,5	1,20	21,15	65,00	9,55	3,10
Там же	—	—	4,65	34,05	49,25	8,60	3,45

Вдоль правого берега Енисея и непосредственной близости от Средне-Сибирского плоскогорья мощность аллювиальной свиты описываемой террасы значительно (в 1,5—2 раза) сокращается. У террасы появляется цоколь, сложенный гляциально-морскими тазовско-санчуговскими отложениями (на отрезке Татарка — Баиха) или древними палеозойскими и синийскими породами (на отрезке Сухая Тунгуска — Мироедиха). Подошва аллювия поднимается до отметок 22—23 м. Вместе с тем значительно грубеют осадки, среди которых возрастает роль галечников, разнотернистых песков с галькой и т. д. Ситовый анализ из нижнего горизонта аллювиальной свиты у станков Татарка и Баиха показывает увеличение процентного содержания крупной гальки и валунов. Одновременно увеличивается количество трапповой гальки в классе —50 + 25 до 75—80 %, а в классе —25 + 10 до 65—68 %. Появляется галька доломитов, аргиллитов, известняков (до 15 %) и почти исчезают кварц и кремни (1,5—3,8 %). Любопытно отметить и заметные изменения минералогического состава аллювия террасы. Последний вдоль правого берега обогащается пироксенами до 10—14 % и плевыми шпатами до 65 % против соответственно 2,5—5,5 % и максимально 10 % у станков Чулково и Бородино, т. е. там, где терраса является целиком аккумулятивной. Наоборот, сокращается содержание кварца, роговой обманки, уменьшается слюдистость пород, отсутствуют такие минералы, как тремолит и циркон (см. табл. 45).

Отмеченное повышение содержания в аллювии правобережной террасы продуктов разрушения траппов свидетельствует об очень энергичном врезании Енисея в подстилающие гляциально-морские породы. Появление их в цоколе террасы и тем более синийских пород (Костино, Мироедиха и т. д.), более высокое положение подошвы аллювиальной

свиты по сравнению с левым берегом, все это указывает, очевидно, на неравномерные тектонические поднятия берегов Енисея, приведшие к определенному перекосу его долины. Вероятны и местные локальные перегибы террасы. Так, вдоль правого берега Енисея, между Костино и Мироедихой, цоколь синейских пород поднимается из-под уреза реки до 25—26 м. На противоположном же берегу на этом же участке терраса типично аккумулятивная.

Отложения, синхронные первой надпойменной террасе Енисея, распространены главным образом в долинах левых енисейских притоков. Особенно значительное развитие имеют они по рекам Турухану и Нижней Баихе ниже Толстого Носа, где мощность аллювия достигает 15—20 м.

На правобережных притоках Енисея отложения первой надпойменной террасы развиты крайне незначительно и представлены обычно весьма грубым песчано-галечниковым материалом, состоящим не менее чем на 50—60 % из продуктов разрушения траппов.

О возрасте первой надпойменной террасы существуют некоторые разногласия. В низовьях Енисея В. Н. Сакс выделяет этот уровень или как «нижнюю надпойменную террасу» (1951), или в качестве высокой поймы (1953). И в том, и в другом случае слагающие их отложения он относит к голоцену. Такого же мнения придерживается С. В. Эпштейн (1953, 1956), утверждая, что описываемая терраса, являющаяся первой надпойменной в среднем течении, вверх по долине Енисея переходит в высокую пойму, в осадках которой были обнаружены неолитические орудия (Ивановский, 1954). Неолитическая керамика была также найдена и нами в основании покровных отложений разбираемой террасы около станка Татарское. По заключению А. Ф. Формозова, упомянутые черепки относятся к разному времени. Один фрагмент—желтый, лепной, с примесью раковины в глине и с заглаженной бороздами поверхности, относится скорее всего к афанасьевской культуре, т. е. концу третьего—началу второго тысячелетия до нашей эры. Второй черепок—черный от сосуда, сделанного на гончарном круте, относится ко времени позднего железа. Все это как будто говорит в пользу отнесения первой надпойменной террасы Енисея к раннему голоцену.

Вместе с тем в разрезе террасы у станка Бахты были обнаружены остатки мамонта, переданные в 1953 г. Д. К. Зегебартом на определение В. И. Грому. Согласно же радиоуглеродным определениям, вымирание *Elephas primigenius* Blum. произошло 10 000—11 000 лет назад (устное сообщение М. Н. Алексеева). Следовательно, аллювиальные отложения описываемой террасы относятся скорее всего к самому концу верхнего плейстоцена. Покровные образования аллювиально-делювиального происхождения могут при этом иметь и более молодой возраст.

Этот вывод подкрепляется палеоботаническими данными.

Согласно исследованиям Е. В. Корневой, таежная растительность современного типа возникла в пределах исследованной территории только с начала голоценовой эпохи. Во время же формирования первой надпойменной террасы климатические условия были еще довольно суровые. Более того, исходя из общего состава обнаруженных в осадках террасы пыльцы и спор (в целом эти отложения мало пыльценосны) и учитывая данные Л. В. Голубевой (1957) для синхронных отложений в низовьях Оби, очень осторожно можно говорить о некотором похолодании климата в это время. На это указывает, по-видимому, и семенная флора. Из отложений первой надпойменной террасы у станка Чулково карпологом Г. А. Балуевой в 1951 г. были извлечены многочисленные склероиды *Fungi*, мегаспоры *Selaginella selaginoides* L., веточки *Bryales*, хвощники *Picea* sp. *obovata*, семена и орешки *Alisma* cf. *plantago*, *Cares* sp., *Cares* cf.

rigida, *Juncus arcticus* Willd., *Juncus Gerardi* doisel., *Alisma* sp., *Betula nana*, *Chenopodiaceae* gen., *Silene* sp., *Caryophyllaceae* gen., *Batrachium* cf. *aquatilis* L., *Papaver redicatum* Rottb., *Cochlearia ovetica* Schl., *Nasturtium palustre* D. C., *Criciferae* sp., *Potentilla supina* L. В микрофракции того же образца И. Г. Ковалевская отмечает в количестве 4—7 зерен *Lycopodium*, *Polupodiaceae*, *Abies*, *Picea*, *Pinus* sex., *Diproxylon*, *Cyperaceae*, *Granineae*, *Compositae* и особенно много *Betula* sp. (18 зерен), *Chenopodiaceae* (23 зерна), *Artemisia* (54 зерна), *Caryophyllaceae* (12 зерен).

Скудность приведенных данных не позволяет сделать достаточно обоснованных выводов о характере растительного покрова в это время.

Можно, вероятно, двояко объяснить бедность растительными остатками отложений первой надпойменной террасы. Она обусловлена или особенностями литологии осадков (преимущественно представленных хорошо промытыми песками) или же ухудшением климатических условий — усилением сухости воздуха (по присутствию большого числа зерен пыльней и лебедовых) и снижением температур вегетативного периода. В последнем случае климатические изменения следует, по-видимому, связывать с кратковременной и небольшой по размерам вспышкой ледниковой деятельности в заключительную, сартанскую стадию зырянского оледенения.

Таким образом, верхнеплейстоценовый век является, по существу, продолжением ледниковой эпохи, начавшейся, возможно, в самом конце нижнего плейстоцена. Тем не менее от максимального последующее зырянское оледенение было отделено временем значительного потепления климата. Льды в этот период полностью растаивали в области невысоких гор Енисей-Нижнетунгусского междуречья и сохранялись, возможно, лишь на возвышенностях Путорана, Норильских гор и т. д. (Урванцев, 1956). Зырянское оледенение было значительно пассивнее максимального (самаровского) и, вследствие этого, льды имели меньшее распространение в пределах Западно-Сибирской низменности. Скорее всего Восточно-Сибирский и Уральские языки не соединились между собой (Алявдин, 1957).

По-видимому, зырянское оледенение могло начаться еще при сравнительно высоком стоянии полярного моря. Об этом могут свидетельствовать, как нам кажется, наблюдающиеся местами постепенные переходы казанцевских морских отложений в зырянские водно-ледниковые образования и находки фауны в последних. Дальнейшее развитие оледенения протекало на фоне снижения уровня моря.

Отрезок времени активного развития зырянских ледников был, очевидно, также относительно короче, чем для самаровского оледенения. Зато деградация зырянского ледника в условиях высокой сухости воздуха и, следовательно, резких температурных колебаний затянулась на длительное время, превосходящее активную фазу, вероятно, в несколько раз.

Разная продолжительность по времени фаз активизации и деградации зырянских ледников находит свое подтверждение со стороны объема и площадного распространения синхронных геологических образований, развитых в перигляциальной зоне.

Выше было показано, что активной фазе зырянского оледенения соответствуют весьма локально распространенные глинистые осадки подпруженного енисейского водоема (нижний перигляциальный комплекс). Верхний, преимущественно озерный комплекс, слагающий обширную озерную равнину на левобережье Енисея, отвечает уже времени начала распада ледяных покровов и их бурного таяния. Значительные аллювиальные поля второй каргинской, а также первой сартанской надпойменной террас относятся к последующим второму и третьему этапам постепенного умирания верхнеплейстоценового оледенения.

В этом смысле период формирования упомянутых террас относится к поздне-последледниковому времени. Это был переходный этап от ледниковой к голоценовой эпохе.

ГОЛОЦЕН — Q_3

Голоценовые отложения объединяют сравнительно разнообразный комплекс отложений, имеющих вместе с тем сравнительно небольшое локальное распространение.

Аллювиальные отложения — $al\ Q_3$ наиболее широко распространены в енисейской долине. Они слагают пойменную террасу и выстилают русло реки. Их мощность в среднем достигает 35—40 м, возрастая вниз по течению до 50—60 м к району Усть-Порта (Сакс, 1951, 1953).

Осадки, слагающие пойму, пространственно приурочены главным образом к левобережью Енисея. В местах озеровидных расширений этой террасы наиболее полное выражение находят все фации енисейского аллювия, особенно, старичные (озерные) отложения.

В основании аллювиальной голоценовой свиты на размытой поверхности более древних четвертичных пород, особенно ледниковых, залегают, судя по буровым скважинам, галечники и разнозернистые пески с гравием и галькой, мощностью до 2—3 м. Обломочный материал высоко окатан и состоит преимущественно из траппов и различных палеозойских песчаников, вымытых из подстилающих гляциальных пород.

Выше по разрезу вскрываются песчаные и песчано-галечниковые осадки русловых фаций, обладающие косой и диагональной слоистостью. Пески желтые и серые, часто железненные, слюдистые, с довольно разнородным механическим составом, что следует из приводимой табл. 30.

В минералогическом отношении песчаные отложения левобережной поймы в районе елогуйского расширения отличаются высоким содержанием рудных до 70% (ильменит, магнетит) и сравнительно невысоким пироксенов — до 30—31%, отмечается также гранат до 15%, эпидот до 5%, роговая обманка до 2%, в единичных зернах турмалин, циркон, рутил, силлиманит, ставролит и слюды.

На правобережных участках енисейской поймы русловой аллювий значительно грубее и содержит повышенное, по сравнению с левобережным, содержание пироксенов. Минералогический состав песков здесь следующий: пироксенов 60—62%, эпидота 10—15%, рудных 12—15% (магнетит и ильменит), роговая обманка 3—5% и единичные зерна или доли процента — турмалина, сфена, граната, слюд, лимонита и т. д. Очевидно, это обстоятельство объясняется более энергичным размывом вдоль правого берега подстилающих четвертичных отложений.

В верхней части толщи русловых осадков встречаются линзовидные прослои (мощностью до 2—3 м) мореноподобного материала — плохо отсортированных супесей с гравием, галькой и даже валунами. Они содержат, по данным З. В. Алешинской, большое количество речных планктонных форм диатомовых водорослей при незначительном развитии донных видов. По мнению З. В. Алешинской, это свидетельствует о формировании мореноподобных образований в периоды половодий (Алешинская, Архипов, Лаврушин, 1958).

Действительно в настоящий момент на енисейском бечевнике в значительных масштабах формируются подобные осадки, выраженные в рельефе в виде корг и кекур, описанные нами в специальной статье (1958). Они являются своеобразной фацией аллювия, возникающей в специфических условиях повышенной эрозионно-аккумулятивной деятельности речного льда. Механический состав этих осадков близок к аналогичным образованиям из разреза поймы. В то же время они обнаруживают большое сходство с гляциальными моренными породами.

В благоприятных условиях супесчаные валунно-галечниковые осадки корг и кекур постепенно перекрываются мелкоземом и консервируются в виде зачаточной поймы. Процесс этот на Енисее можно проследить во всех его деталях: от беспорядочно нагроможденных невысоких куч не

Т а б л и ц а 30

Механический состав руслового аллювия пойменной террасы Енисея

Местонахождение	Фракция, %			
	>0,25 мм	0,25— 0,10 мм	0,10— 0,01 мм	<0,01 мм
Протока Сургутиха, 15 км выше станка Сургутиха	4,30	71,04	17,40	7,26
	0,04	7,85	45,98	46,13
	0,62	18,07	58,55	22,76
	6,72	19,13	21,80	2,85
	0,03	2,08	13,50	84,39
	4,65	16,68	9,89	68,78

сортированного обломочного материала, отложенногодвигающимся льдом, морфологически выраженных в виде все более растущих в своих размерах корг и кекур, до перехода их в ископаемое состояние.

Описанное явление имеет огромное значение для литолого-фациального анализа более древних четвертичных толщ.

Совершенно очевидно, что маломощные линзы мореноподобного материала в толще аллювия второй и четвертой надпойменных террасах Енисея (см. выше) также могут быть аллювиального происхождения.

Старичные и старично-озерные отложения пойменной енисейской террасы имеют значительное распространение в пределах четковидных расширений енисейской долины. Они приурочены к верхам песчаной пачки руслового аллювия, но местами отделяются от них резким размывом. Описываемые отложения представлены темно-синими, серовато-синими, иногда с зеленоватым оттенком глинами, значительно иловатыми, плотными, слюдистыми с неясной горизонтальной слоистостью, с большим содержанием полусгнивших растительных остатков. Для породы характерен слабый сероводородный запах и в изобилии разбросанные гнезда вивианита, которые, очевидно, и определяют окраску глин. Минералогический состав глин определяется в основном гидрослюдами с примесью бейделита (определения М. А. Ратеева).

Старично-озерный генезис описываемых осадков подтверждается данными диатомового анализа. Согласно исследований З. Б. Алешинской, в глинах содержатся виды, обитающие в пресных водах, характеризующихся бедностью кислорода (ниже 5%) или лишь следами его, а также ничтожным содержанием других солей. Значительное количество в глинах донных форм диатомовых, а среди планктона наличие видов, характерных для Енисея, свидетельствует о том, что осадконакопление происходило в мелком, заболоченном водоеме. Незначительная глубина (не более 2—3 м) не позволила поселиться в его водах собственным, присущим данному озерку планктонным формам.

Косвенным подтверждением генезиса описываемых отложений являются линзовидные (0,5—1,0 м) прослой торфа, перекрывающие глины и возникшие, очевидно, в местах былых стариц.

Максимальная мощность старично-озерных осадков достигает 10—12 м. Они залегают в виде значительных по протяженности линз во внутренних частях поймы.

Пойменные фации представлены различными осадками. Наиболее распространенными, но приуроченными главным образом к прирусловой зоне поймы, являются линзовидно-слоистые супеси и пески. Пески желтовато-серые, буровато-желтые кварцевые, слюдистые, с очень небольшим содержанием темноцветных минералов, мелкозернистые. Часто в песках наблюдается неясная горизонтально-волнистая слоистость.

Супеси желтовато-бурые, песчаные, пылеватые, с мелким растительным детритом, иногда горизонтально-слоистые.

Обычно описанные осадки слагают гривы и береговые валы, где их мощность достигает 5—6 м. В межгривных понижениях мощность их уменьшается до полного выклинивания. Не меньшим распространением, но уже в основном в центральных частях пойменной террасы, пользуются буровато-коричневые суглинистые осадки. Порода обычно мелкокомковатая, местами пылеватая, макропористая. Часто наблюдается тонкая горизонтальная слоистость, обусловленная (3—5 мм) прослойками намыленного торфа и мелкого растительного детрита. Максимальная наблюдаемая мощность этих образований достигает 4—4,5 м.

Среди пойменных фаций имеет некоторое развитие весьма специфическая литологическая разность, отвечающая по существу, енисейскому плавнику. Эти осадки сложены грязно-серым глинистым материалом с большим количеством растительного мусора в виде обломков и целых стволов деревьев, сучьев, ветвей, листьев и т. п. Обычно они очень слабо подвергались разложению и имеют «свежий вид». Приурочены они к межгрибным понижениям, частично выполняя их, и отвечают, вероятно, вторичным (но уже специфически енисейским) пойменным осадкам в понимании Е. В. Шанцера (1951).

Надводная часть левобережной енисейской поймы, включая русловую, старичную и пойменную фации, была опробована на спорово-пыльцевой анализ в районах Елогуйского и Туруханского расширений. В русловых песчаных осадках (фиг. 20) содержится, как правило, небольшое количество спор и пыльцы, среди которых резко преобладает пыльца трав и кустарников, в частности, отмечается высокое содержание кустарниковой березы. Наиболее богатыми являются спорово-пыльцевые спектры из старично-озерных глин. Пыльца древесных здесь резко доминирует над травами и кустарниками, а среди спор преобладают зеленые мхи. В составе древесных главную роль играет береза, ольха и сосна.

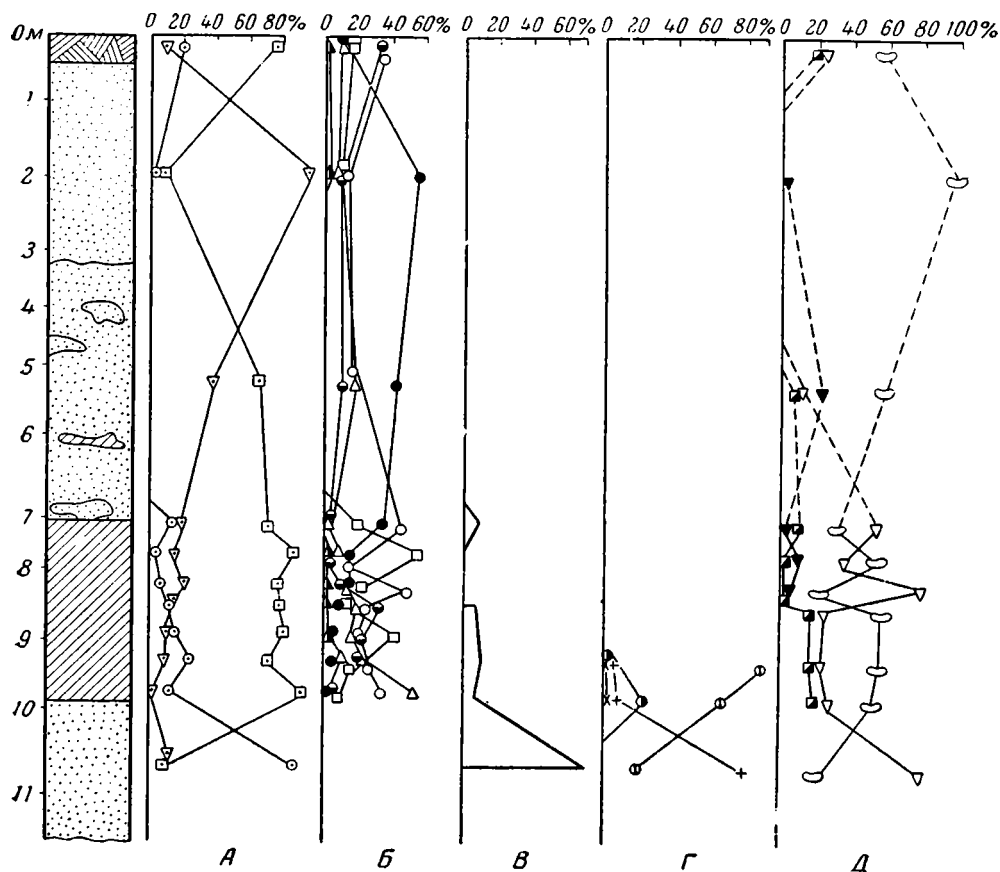
Комплекс отложений пойменных фаций обладает весьма однообразными спорово-пыльцевыми спектрами с примерно одинаковым участием древесной и травянисто-кустарниковой пыльцы. Среди древесных пород преобладает сосна (50—60).

Примерно в одинаковых количествах встречается пыльца березы, ели, кедровой сосны, ольхи и, наконец, в самых верхних частях разреза пойменных фаций (приуроченных к наиболее высоким отметкам поверхности поймы) отмечается пихта.

Приведенные данные не могут, конечно, дать законченной картины развития растительности в течение голоцена в пределах описываемого района. Спорово-пыльцевые спектры из отложений различных фаций отражают, по нашему мнению, скорее экологическую обстановку, существовавшую в различных частях поймы в период ее формирования. Естественно, что на прибрежных отмелях (пляжах) имеет место лишь травянисто-кустарниковая растительность. Вдоль стариц, по береговым валам, разрастаются ольха, березовое мелколесье, сосна и т. д. Наконец, на самых высоких, не каждый год заливаемых участках поймы, получают развитие сосновые леса с примесью березы, ели и пихты.

Вдоль правого берега Енисея происходят существенные изменения литолого-фациального строения поймы. Проще всего это сказывается в

преимущественном развитии русловых песчано-галечниковых фаций, почти полном исчезновении старичных отложений. Пойменные фации по литологическому составу оказываются близкими к русловым. Обычно в разрезах, вскрывающих эти осадки, наблюдается линзовидное переслаивание грязно-серых, грязно-бурых песчаных супесей и песков. Иногда встречаются гнезда разноразмерного песка, отмечается волнисто-горизонтальная слоистость.



Фиг. 20. Спорово-пыльцевые диаграммы надводного разреза енисейской поймы в районе елогуйского расширения:

А—общего состава пыльцы, Б—содержание пыльцы древесных пород, В—пыльцы *Betula* папа, Г—пыльцы трав, Д—содержания спор. (Составила Е. В. Корнева). Условные обозначения см. фиг. 4.

По мере приближения к плоскогорью, начиная примерно от устья р. Сухой Тунгуски, постепенно сокращается мощность аллювиальной свиты. Одновременно пойма сначала превращается по существу в береговой вал, а затем в очень узкую (100—200 м) эрозионную террасу (подробнее см. в предыдущей главе). Окончательно выпадают из разреза старичные фации. Пойменные осадки сливаются с русловыми. Наконец, на правом берегу Енисея, ниже станка Мироедихи, на цоколе протерозойских пород сохраняется лишь маломощный разорванный чехол песчано-галечниковых отложений. Отмеченные вполне закономерные изменения в строении пойменной террасы Енисея, очевидно, связаны с неравномерными тектоническими движениями, выразившимися, в частности, в перекосе енисейской долины.

Таблица 32

Гранулометрический состав руслового аллювия правобережных пригогов Енисея

Местонахождение	Объем пробы, л	Выход классов, %										Пористость
		Валуны	Галька			Гравий		Песок				
			100 мм	50 мм	25 мм	10—5 мм	5—2 мм	2—1 мм	1 мм	0,5 мм	Пыль и глина 0,25 мм	
Главная часть острова в русле Фатьянских, 12,4 км выше Карских ворот	15	15,5	29,2	14,3	11,2	7,3	5,3	1,0	0,4	0,7	—	27,1
Головная часть острова в русле Фатьянских, 2,5 км ниже Карских ворот	15	5,3	23,3	14,5	11,4	3,3	8,2	3,1	1,1	0,2	—	25,6
Русло Фатьянских, 17 км выше урочища Чирова, коса	15	1,2	12,5	12,5	5,3	4,2	7,1	5,5	10,8	13,3	8,2	24,5
Главная часть острова в русле Фатьянских, 8 км выше устья	15	—	0,66	1,0	0,65	8,0	6,4	3,5	5,0	9,3	35,49	30,0
Речка Татарка, 15—16 км от истока, коса	10	8	8,1	7,9	23,0	8,5	7,2	5,2	3,0	2,5	2,0	25,6
Татарка, 20 км выше устья, коса	12	—	0,7	2,2	1,5	8,0	6,4	2,1	6,3	11,6	41,3	20,0
Головная часть острова в русле реки Бакланихи, 7,0 км выше устья	12	—	2,64	15,6	16,7	16,5	15,6	4,16	2,5	0,2	0,1	25,0
Головная часть острова в русле р. Сухой Тунгуски, 5 км выше устья	15	—	6,16	2,3	33,0	12,0	12,7	2,2	3,1	5,20	1,33	18
Русло реки Комсы, 10 км выше устья коса	15	—	23,3	13,4	10,0	10,0	13,3	6,67	6,70	6,60	10,03	20
Русло ручья верхнего Имбака, 21 км выше устья, коса	15	—	10,0	16,6	20,0	13,4	13,2	6,5	6,7	13,3	2,3	20

Строение и состав синхронных голоценовых аллювиальных отложений в долинах правых притоков Енисея также обнаруживает определенную зависимость от геоморфолого-геологического строения той территории, по которой они протекают.

В области плоскогорья аллювий представлен главным образом галечниками и песками русловых фаций. Старичные осадки практически отсутствуют, а пойменные мало чем отличаются от русловых. Гранулометрический состав руслового аллювия для рек Нижней и Сухой Тунгусок, а также Фатьянихи приводится в табл. 31.

Таблица 31

Гранулометрический состав руслового аллювия рек Нижней и Сухой Тунгусок, а также Фатьянихи

Название реки	Фракция, %									
	500—200 мм	200—100 мм	100—50 мм	50—25 мм	25—10 мм	10—5 мм	5—2 мм	5—2 мм	1—0,5 мм	<0,5 мм
Нижняя Тунгуска	0,5	8,5	7,0	14,0	30,0	6,5	9,5	3,5	9,5	10,0
Сухая Тунгуска	—	7,5	8,0	12,5	25,5	12,0	10,0	4,5	7,0	11,0
Фатьяниха	1,0	5,0	15,5	20,0	31,5	8,5	3,0	2,5	3,5	10,0

Из таблицы следует, что осадки состоят в массе (60—70%) из галек и валунов, среди которых преобладают траппы, песчаники, встречаются туфы, аргиллиты и кремнистые породы. Окатанность обломочного материала в целом высокая — II и III классы.

В нижнем течении этих рек, а также до рек Комсе, Татарке, Бакланихе и др., т. е. в пределах восточной окраины Западно-Сибирской низменности, отмечается общее закономерное мельчание гранулометрического состава аллювия и постепенная дифференциация его фаций. Четко обособляются русловые и пойменные осадки, появляются старичные образования. Эти изменения гранулометрического состава руслового аллювия приводятся в табл. 32.

Некоторые реки — Нижняя Тунгуска, Мироедиха, Сухая Тунгуска, Бахта, Фатьяниха образуют в своих устьях конусы выноса. Наиболее грандиозный из них формирует сейчас Нижняя Тунгуска. Он выдвинут в русло Енисея на 1,0—1,5 км, отодвигая его фарватер почти под прямым углом к левому берегу. Осадки, слагающие конус, представлены песчано-галечниковым материалом.

Минералогический состав аллювия правых притоков отражает литологический состав пород Средне-Сибирского плоскогорья. В шлихах, в магнитной фракции повсеместно присутствует магнетит, в электро-магнитной — пироксены (от 40 до 85—90%), ильменит (до 20%), эпидот, гранат, роговая обманка, лимонит, гематит и т. д. (от единичных знаков до 1%). Встречаются знаки золота, шпинели, касситерита и некоторых других редких минералов. В тяжелой фракции почти всегда присутствуют знаки рутила и циркона. В легкой фракции преобладают кварц и полевые шпаты (Микуцкий, Скрипко, 1951; Белостокская, Благовещенская и др., 1951).

Голоценовый аллювий левых притоков Енисея существенно отличается от вышеописанного аллювия правых притоков широким развитием старичных, особенно пойменных фаций. Среди осадков преобладают суглинки и супеси, глины и в меньшей степени пески (реки Елогуй, Пакулиха, Нижняя Баиха, Турухан и т. д.). Значительно отличается от право-

бережных притоков и минералогический состав аллювия. В шлихах с р. Пакулихи в электромагнитной фракции сокращается до 10—25 % содержание пироксенов, при повышении роли ильменита до 65—70 %, роговой обманки до 30 %, эпидота до 10—20 %, граната до 10%; в относительно большем количестве встречается турмалин. В тяжелой фракции содержание циркона достигает 10—15%, и наряду с рутилом появляется уваровит.

Все эти отличия и особенности голоценового аллювия левых и правых притоков Енисея обязаны, очевидно, геологическому строению и характеру молодых тектонических движений в области Енисейской депрессии и по западным отрогам Средне-Сибирского плоскогорья.

Озерно-болотные отложения — lim Q₃ имеют весьма широкое распространение на междуречных пространствах вдоль западных отрогов Средне-Сибирского плоскогорья и по восточной окраине Западно-Сибирской низменности. Наиболее подробно они изучены по восточной окраине Западно-Сибирской низменности в области развития зырянского ледника и на перигляциальном отрезке енисейской долины.

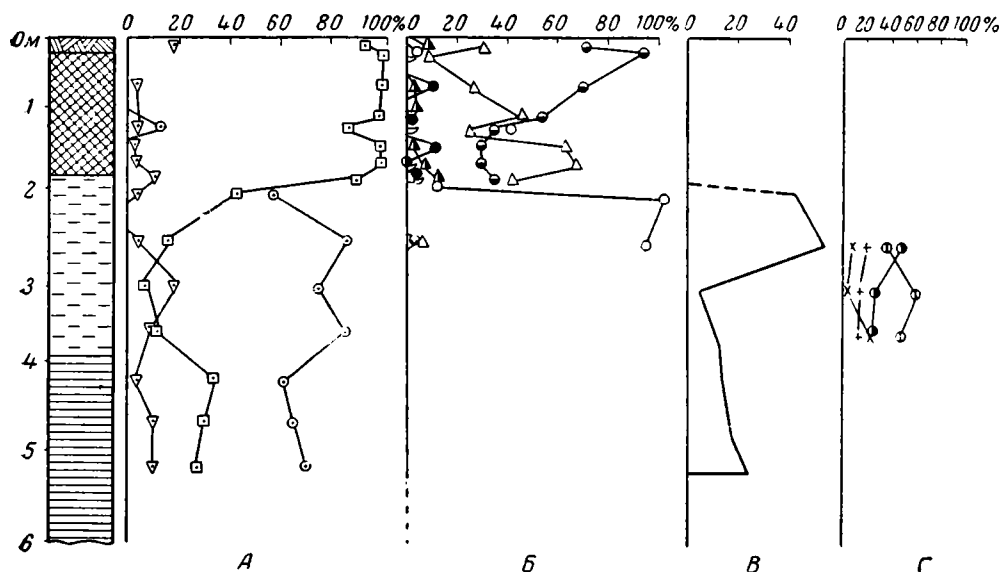
Озерно-болотные отложения приурочены к многочисленным озерным котловинам. Последние имеют различный генезис, но возникновение их, несомненно, относится ко времени таяния зырянского ледника. Поэтому осадконакопление в озерах, очевидно, началось еще в сартанское и даже каргинское время. К сожалению, в естественных обнажениях по краю озер в буграх пучения под 2—4-метровым слоем торфа удается наблюдать лишь самую верхнюю и незначительную часть предполагаемых осадков. Это обычно темно-синие илы или глины с гнездами вивианита и слабым сероводородным запахом, отложившиеся, очевидно, в условиях восстановительной среды.

Возможный сартанский возраст этих илов определяется характером растительных остатков, которые они содержат. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца трав, кустарников и кустарничков, а также *Betula sex. nana*, содержание которой иногда достигает 60%. Среди трав доминирует Gramineae и разнотравные, среди спор — *Bryales*, Lycopodiaceae меньше *Sphagnum*. Таким образом, озерные илы, залегающие под торфяниками, формировались в условиях сурового климата. По берегам озер в это время существовала тундра. Отсюда и возникает предположение, высказанное Е. В. Кореновой (Архипов, Коренева, Лаврушин, 1958), что начало развития и интенсивный рост торфяников начинается в послесартанское время. Действительно, в образцах, взятых в самом основании торфяных залежей, наблюдается резкое увеличение пыльцы древесных пород до 90—95%, причем устанавливается известная приемственность в развитии растительного покрова времени накопления илов и затем торфа.

В спорово-пыльцевых спектрах из торфяного бугра, расположенного на междуречье рек Нижней Баихи и Малой Пакулихи (примерно 64°30' с. ш.), в зоне современной тайги содержится до 90% пыльцы древесных пород и 10% спор, среди которых преобладают зеленые мхи. Из древесных пород доминируют *Pinus sibirica* и *Picea* sp., присущают *Pinus silvestris*, *Abies* sp., древесная береза и т. д. Намечается чередование фаз с преобладанием ели, березы и *Pinus sibirica* (фиг. 21). Следующий торфяной бугор был опробован у самого края зырянского оледенения в 6 км к северу от фактории Усть-Баиха на р. Турухан (около 66° с. ш.), в южной половине лесотундровой зоны. Здесь также резко преобладает древесная пыльца (фиг. 22). Доминирует ель и береза, по которым также как будто намечаются фазы развития лесной растительности.

Самый северный опробованный торфяник расположен на правом берегу Енисея в 15 км ниже станка Никольска (примерно 69° с. ш.), у юж-

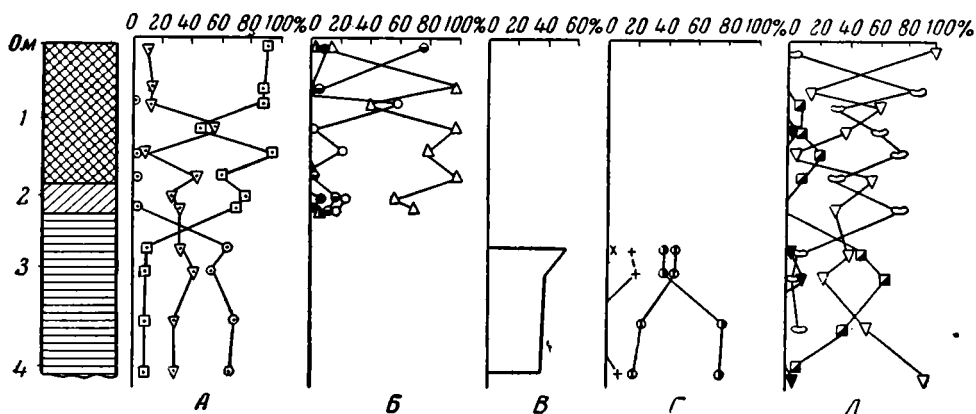
ной границы современной тундры. Мощность его около 2,5 м. Торфяной пласт перекрывается слоем озерной гиттии и покровными, по-видимому, делювиального типа супесями. В спорово-пыльцевых спектрах Никольского торфяника наряду с прежним доминированием древесной пыли,



Фиг. 21. Спорово-пыльцевые диаграммы торфяного бугра с междуречья рр. Нижней Баихи и Малой Пакулихи:

А—общего состава пыли и спор, Б—содержание пыли древесных пород, В—пыльцы *Betula nana*, Г—пыльцы трав. (Составила Е. В. Коренева). Условные обозначения см. фиг. 4

появляется, в отличие от двух более южных, пыльца трав, кустарников и кустарничков. По всему разрезу торфяника отмечается присутствие кустарниковой березы (фиг. 23). Кроме того, в верхней части слоя торфа

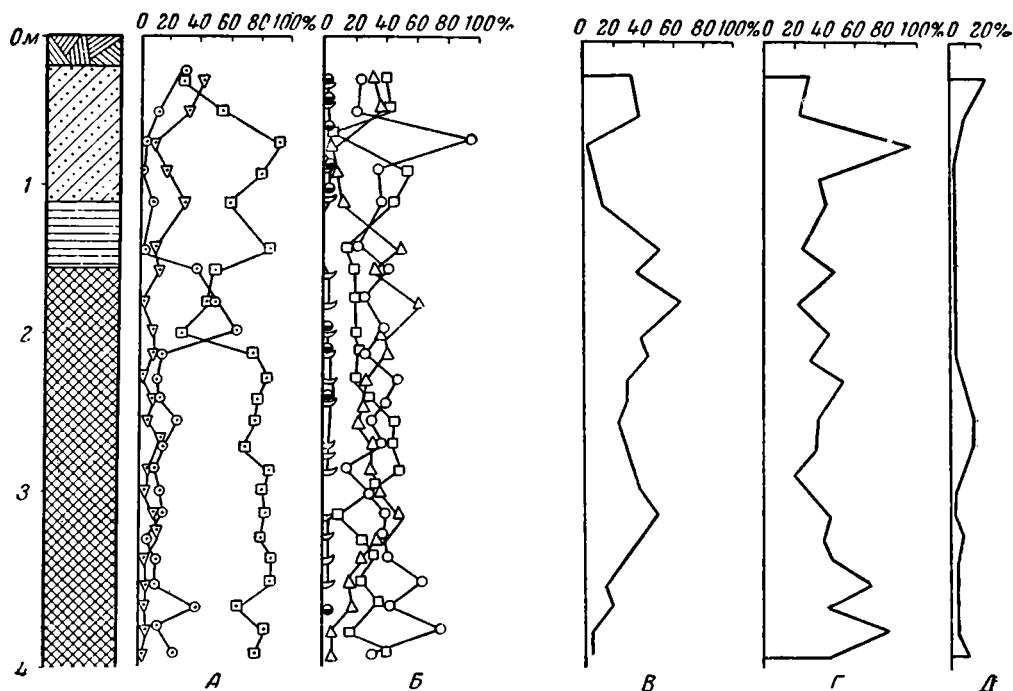


Фиг. 22. Спорово-пыльцевые диаграммы торфяника из района фактории Усть-Баихи: А—общего состава пыли и спор, Б—содержания пыли древесных пород, В—пыльцы *Betula nana*, Г—пыльцы травянистых растений, Д—содержания спор. (Составила Е. В. Коренева). Условные обозначения см. фиг. 4

наблюдается сокращение содержания древесной и резкое увеличение пыли травянистых пород.

Сравнение всех приводимых спорово-пыльцевых диаграмм торфяников, в том числе и разреза пойменной террасы, позволяет, по мнению Е. В. Ко-

релево́й, выявить некоторые общие черты в истории формирования растительности в голоцене. Начало этой эпохи характеризуется вытеснением разреженно-лесных, лесотундровых формаций типично лесными и их значительным продвижением к северу в зону современной тундры (Никольский торфяник). В строении лесов в южной части исследованного района принимали участие ель, кедровая сосна, пихта, береза, а также реже обыкновенная сосна, лиственница и ольха.



Фиг. 23. Спорово-пыльцевые диаграммы Никольского торфяника:

А—общего состава пыльцы и спор, Б—содержания пыльцы древесных пород, В—пыльцы *Рисса*, Г—пыльцы *Betula* (древесной), Д—пыльцы *Betula* папа. (Составила Е. В. Коренева). Условные обозначения см. фиг. 4.

Анализ приводимых диаграмм показывает два максимума ели, разделенных максимумом древесной березы. Второй максимум ели совпадает с увеличением участия других темнохвойных пород — пихты и кедровой сосны (торфяник севернее фактории Усть-Баихи) и, по мнению Е. В. Кореновой, отражает время климатического оптимума голоценовой эпохи.

Вслед за тем намечается современное похолодание климата. Оно отразилось на верхах Никольского торфяника увеличением пыльцы кустарников, кустарничков и травянистых растений — *Betula nana*, *Salix* sp., *Ericaceae* и т. д., а также подтверждается прекращением роста и деградацией верхних горизонтов торфа в настоящее время севернее полярного круга.

Южнее полярного круга похолодание устанавливается по сокращению в поверхностных пробах пыльцы ели и господству пыльцы сосны.

Голоценовые и более древние плейстоценовые, нерасчлениваемые делювиальные, элювиальные, солифлюкционные, гравитационные и т. п. отложения имеют, как правило, в рассматриваемом районе незначительную мощ-

ность, а в их площадном распространении устанавливаются определенные закономерности.

Делювиальные отложения имеют преимущественное развитие на равнинных пространствах восточной окраины Западно-Сибирской низменности и в пределах Приенисейской предгорной равнины.

На плоских междуречьях на поверхности енисейских террас описываемые осадки достигают мощности до 0,5—2,0 м. Обычно они близки по своему вещественному составу к породам, за счет которых они образовались и представлены всевозможными супесчано-суглинистыми неслоистыми, иногда пылеватыми и макропористыми породами.

В основании пологих склонов мощность делювия несколько возрастает и в толще их местами отмечается неясная слоистость.

По плоским отрогам Средне-Сибирского плоскогорья делювиальные осадки вытесняются солифлюкционными и гравитационными. Последние формируют по склонам горных останцов (см. главу II) курумы, каменные реки, глыбовые россыпи и т. д. Мощность последних, очевидно, во многих случаях достигает нескольких метров.

На поверхности столовых гор встречается физический элювий, образовавшийся в процессе морозного выветривания. Он представлен желто-бурыми скелетными суглинками. Мощность его невелика, не более 0,5—0,7 м.

Подведем некоторые итоги изучения четвертичных отложений Приенисейской Сибири и, привлекая литературные данные по смежным территориям, попытаемся наметить некоторые палеогеографические обобщения.

Фактические материалы показывают, что в конце плиоцена — начале антропогена (по В. И. Громову, 1955) имела место довольно продолжительная по времени своего проявления фаза усиленной тектонической активности, захватившая обширные территории. В пределах Западно-Сибирской низменности начинается формирование «валов» и «впадин» (Нагорский, 1950, Николаев, 1957), а в поясе горного обрамления низменности — молодых гор (Нагорский, 1950, Шукина, 1958, Лунгерсгаузен, Раковец, 1957, Боголепов, 1955). Следовательно, тектонические движения носили четко выраженный дифференцированный характер, отчетливо устанавливающийся и в пределах Приенисейского района. Это подтверждается, в частности, условиями залегания древнейших четвертичных пород в эрозионно-тектонических депрессиях, высоким содержанием в них пироксенов, преобладанием аллювиальных песчано-галечниковых осадков и т. д. Последние являются вероятно отложениями Праенисея и его притоков. По-видимому, основные реки Западной Сибири этого времени текли, как и сейчас, на север, к Полярному бассейну (Сакс, 1953).

С описываемым стратиграфическим рубежом связаны, по-видимому, и некоторые изменения в составе флоры Западной Сибири (Нагорский, 1950), что указывает на определенное похолодание и, вероятно, усиление сухости, континентальности климата. В то же время, как показывают исследования О. В. Матвеевой (1958 г.), в предгорьях Алтая наблюдается несомненная приемственность между плиоценом и эоплейстоценом как в растительном, так и в животном мире. В эоплейстоцене, отчасти нижнем плейстоцене, по мнению О. В. Матвеевой, в Западной Сибири еще произрастали по долинам рек в качестве плиоценовых реликтов широколиственные породы: дуб, вяз, липа и т. д. В составе фауны млекопитающих этого периода отмечаются южно-азиатские элементы (Вангенгейм, 1957).

В период, непосредственно предшествующий максимальному оледенению, изменения климата по-видимому эволюционировали в сторону постепенного похолодания и одновременно прогрессивного увлажнения. Об этом опять-таки свидетельствуют исследования О. В. Матвеевой (1958)

в предгорном Алтае, Спорово-пыльцевые спектры, извлеченные ею из саянских илов, подстилающих отложения времени максимального (катунского) оледенения, устанавливают широкое развитие еловых лесов, указывающих на сильную влажность климата. Эти изменения климата, вероятно, были связаны с обширной досамаровской трансгрессией Полярного моря. Она была вызвана тектоническими прогибаниями северных районов Западно-Сибирской низменности, и следы ее устанавливаются в исследованном Приенисейском районе. В южных и центральных районах Западной Сибири, вследствие повышения базиса эрозии, в это время существовал озерный режим, в широких масштабах происходила седиментация сизых глин (Нагорский, 1950, Мизеров, 1953, Щукина, 1953, Зубаков, 1957 и т. д.).

Увлажнение климата, таким образом, причинно связано с тектоническими движениями и в то же время оказало огромное влияние на возникновение покровного среднеплейстоценового оледенения. В свою очередь, развитие ледников в горах происходило на фоне вероятно значительных и неоднократных поднятий западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья. Отсюда, по-видимому, следует, что весьма сложный ход развития ледниковой эпохи, охватывающей средний, верхний, отчасти возможно, нижний плейстоцен, обусловлен не только климатическими изменениями, но и тектоническим фактором. В частности, залегание максимальной морены в горах Енисей-Нижнетунгусского междуречья в глубоких эрозионных и эрозионно-тектонических депрессиях, очевидно, указывает на значительную тектоническую фазу в предсамаровское время. Существование гляциально-морских отложений свидетельствует о дифференцированности тектонических движений — поднятиях в горах и опусканиях в Приенисейской части Западно-Сибирской низменности и т. д.

В течение ледниковой эпохи намечается две волны продолжительного похолодания. Они отвечают максимальному и зырянскому оледенениям, разделенным, по-видимому, весьма кратковременным потеплением в казанцевское межледниковье. Максимальное оледенение имеет две четко выраженные стадии: самаровскую и тазовскую. Возможно, что мореноподобные суглинки в верхах нижнего плейстоцена окажутся при дальнейшем изучении одной из первых стадий этого же оледенения. При этом, по-видимому, не исключается их гляциально-лагунно-морской генезис (см. выше данные геохимического анализа и др.).

Несомненно, стадийно развивалось и зырянское оледенение, для которого насчитывается также до трех стадий. Наиболее четко устанавливается время максимального распространения ледников и сартанская вспышка.

Ледниковья характеризуются резко холодным и сухим климатом, межстадиальные отрезки времени — некоторым потеплением (не достигавших, впрочем, современных климатических условий, за исключением, видимо, казанцевского времени) и значительным увлажнением (Матвеева, 1958, Коренева и др., 1958 и Голубева, 1957). Эти несомненные климатические изменения во многом определили литолого-фациальный состав четвертичных отложений. В то же время стратиграфическое значение ледниковые и межстадиальные горизонты (анализ которых и выявляет колебания климата) имеют только в пределах депрессий — областей, испытавших в антропогене устойчивые прогибания. Тем самым еще раз подчеркивается важная роль тектонического фактора.

Послеледниковая голоценовая эпоха имеет вполне определенную флористическую (Архипов, Коренева, 1958, Матвеева, 1958, Голубева, 1957) и фаунистическую характеристику (Громов, 1948). Это эпоха значительного потепления климата Сибири, что нашло свое отчетливое выражение, в частности, в продвижении таежной растительности во время климати-

ческого максимума в зону современной тундры и вымирания арктических животных. В то же время в голоцене вероятно не прекращалась тектоническая жизнь исследуемой территории. Она нашла свое отражение в описанных выше особенностях строения аллювиальных свит пойменных террас, русловых отложениях рек и т. д.

Таким образом, в истории четвертичного периода (антропогена) как будто намечаются три последовательно сменявшиеся этапа: древний, охватывающий отрезок времени примерно до максимального оледенения или несколько меньший, средний — ледниковый и современный — послеледниковый. Каждая из упомянутых эпох имеет свою специфическую геолого-геоформологическую, фаунистическую и флористическую характеристику как в пределах исследованной, так и смежных областях Сибири (Громов, 1948, Вангенгейм, 1957, Матвеева, 1958, Равский, 1957, Алексеев, 1957 и др.).

Тем не менее изучены они резко неравномерно, особенно мало фактических данных по древнему этапу четвертичной истории. В настоящий момент можно лишь говорить о том, что это была эпоха, которая по характеру геолого-тектонического развития, повлекшего за собой коренные изменения физико-географического порядка, подготовила оледенение Сибири. Однако об объеме и продолжительности последней в Приенисейском районе нам известно очень мало. Поэтому нижняя граница антропогена, надежность выделения эоплейстоцена, граница последнего с плейстоценом и, наконец, стратиграфическое разделение доледниковой и ледниковой эпох не могли и не получили в настоящей работе вполне четкого определения.

К решению этого вопроса нас может приблизить разгадка генезиса мореноподобных суглинков в верхах глинистой толщи нижнего плейстоцена и изучение (пока еще не установленного) плиоцена рассматриваемой территории.

При отрицательном решении проблемы древнего оледенения кажется целесообразным объединение эоплейстоцена и нижнего плейстоцена в единую доледниковую эпоху, как недавно предложил В. И. Громов (1957). Но в случае ледникового генезиса упомянутых отложений логичнее было бы, пожалуй, оставить схему В. И. Громова 1955 г., принятую в настоящей работе.

Вместе с тем, как отмечает Е. Н. Шукина (1953), древнее оледенение на примере Алтая было весьма специфическим и, возможно, мало чем отличалось от современного оледенения гор. Поэтому она считает возможным относить его к доледниковой эпохе, под которой она понимает эоплейстоцен и нижний плейстоцен В. И. Громова. Началу ледниковой эпохи (средний и верхний плейстоцен), по данным Е. Н. Шукиной, предшествовала мощная тектоническая фаза, которой она придает важное стратиграфическое значение. Наличие этой фазы намечается и в пределах исследованного, а также в других районах Сибири (Нагорский, 1950, Лунгерсгаузен и Раковец, 1957; С. Г. Мирчинк, 1957; Лебедева, 1957 и т. д.), что может служить существенным аргументом для принятия схемы Е. Н. Шукиной. К сожалению, скудный фактический материал, имеющийся сейчас по Приенисейской Сибири, заставляет окончательное решение затронутых вопросов отнести к первоочередным задачам будущих исследований.

Глава IV

К МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ ОСНОВНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ (АНТРОПОГЕНОВЫХ) ОТЛОЖЕНИЙ

Общая качественная характеристика четвертичных отложений рассматриваемой территории выявляет довольно обширную минералого-петрографическую ассоциацию. Она включает до 25—30 минералов: группу пироксенов (пижонит, диопсид, гиперстен и др.), полевые шпаты (плагиоклазы и реже калиевые полевые шпаты), кварц, рудные (магнетит, ильменит), гранат, рутил, турмалин, сфен, цеолиты, группу метаморфических минералов (ставролит, силлиманит, дистен, кианит), роговую обманку, эпидот, кальцит, доломит, слюды (биотит, мусковит), хлорит, серпентин, а также циркон, шпинель, золото, касситерит и др.

Среди валунов и галек встречаются разнообразные трапповые породы (диабазы, габбро-диабазы, долериты, базальты, миндале-каменные базальты и т. д.), различные песчаники, алевриты, аргиллиты, доломиты, известняки, туфы, кремни, кварциты, кварц, контактно-измененные породы, сланцы, каменный уголь, кислые эффузивы, бокситы и т. д.

В то же время в количественном отношении вещественный состав осадков определяется всего тремя — пятью компонентами. Это прежде всего пироксены (пижонит), полевые шпаты (плагиоклазы) и кварц, в меньшей степени эпидот, роговая обманка, магнетит и кальцит. Остальные минералы встречаются в виде следов и долей процента.

Точно так же и среди валунно-галечникового материала преимущественным распространением пользуются траппы и различные песчаники. Остальные породы встречаются в подчиненном количестве.

Таким образом, четвертичный покров всей рассматриваемой территории образует одну терригенно-минералогическую провинцию, которую, по преобладанию в осадках продуктов разрушения траппов и палеозойских пород, следует связывать с областью Средне-Сибирского плоскогорья.

Поставщиком кварца и акцессорных минералов, отмеченных выше, были мезозойские породы, достаточно широко распространенные по западной окраине Средне-Сибирского плоскогорья, а также отчасти местные палеозойские отложения и траппы.

В отдельные отрезки времени влияние оказывал и Енисейский кряж, материал которого транспортировался Онисеем. Это, по-видимому, и обусловило некоторое минералогическое разнообразие осадков аллювиальных свит и отличия их от моренных образований. Так, для верхнеплейстоценовых енисейских свит характерна значительная слюдистость, не присущая ледниковым отложениям. В то же время ледниковые осадки

максимального оледенения по окраине Средне-Сибирского плоскогорья содержат цеолиты, не известные для енисейского аллювия и т. д.

В виду того, что описываемая территория относится к одной терригенно-минералогической провинции, как отдельные горизонты, так и яруса и даже отделы не имеют индивидуальной ярко выраженной минералогическо-петрографической характеристики. В связи с этим изучению были подвергнуты не стратиграфические подразделения, а основные генетические типы четвертичных отложений.

Полученные результаты оказались наиболее значительными для корреляции трех гляциальных горизонтов рассматриваемой территории. Они позволяют в совокупности с визуальными наблюдениями — цветом, структурой и текстурой, механическим составом и т. д. выявить некоторые индивидуальные особенности фациальных разновидностей разновозрастных гляциальных отложений.

Зырянская морена обычно желтовато-бурая, с рыжеватым оттенком, рыхлая, сильно песчаная, обогащенная валунами и галькой, при незначительном содержании гравия (табл. 23). Она характеризуется самым высоким абсолютным содержанием трапповой гальки (7,61—25,02%), доломитов (до 14,18%), известняков (до 4,13%), отчасти песчаников (до 26,67% при среднем 9,79%) и практически почти полным отсутствием кварца, кремней и кварцитов. Чрезвычайно характерно присутствие бурых песчаников с отпечатками мезозойской фауны (Ангутиха, Турухан, Ермаково, Плахино и т. д.) и нижнекембрийских конгломератов (Турухан).

Зырянские донноморенные отложения имеют самую бедную среди остальных гляциальных и, возможно, вообще четвертичных отложений различных генетических типов описываемой территории минералогическую ассоциацию, насчитывающую всего восемь-девять компонентов. В то же время она отличается самым высоким содержанием пироксенов (максимально до 40—51%) и обломков пород (до 68—75%), при низком содержании кварца (4—15%), полевых шпатов (0,6—25,77%) и резкими колебаниями содержания роговой обманки (1,65—25,77%).

В некоторых образцах в тяжелой фракции присутствуют или исключительно пироксены, или обломки пород. В зырянской морене не встречаются гранат, постоянно присутствующий в самаровской морене, турмалин, циркон, апатит, а также типанистые и метаморфические минералы, характерные для тазовско-санчуговских пород (табл. 33).

Тазовско-санчуговские гляциально-морские породы имеют обычно темно-серую, местами черную окраску, иногда с зеленоватым или синеватым оттенком. Они уплотнены, слоисты, комковато-щелеватой структуры, обладают значительной глинистостью, содержат в абсолютном выражении наименьшее количество среди других гляциальных отложений трапповой (1,6—9,64% при среднем 3,4%) и песчанковой (от 0,24 до 4,46%, при среднем 1,71%) гальки и валунов.

Описываемые породы отличаются от зырянской морены постоянным присутствием галек кварца, кремней и кварцитов, а у южного замыкания Енисейской депрессии — сланцев, бокситов и кислых эффузивов. Галька доломитов, известняков и аргиллитов встречается спорадически и весьма в незначительном количестве (табл. 34).

Вместе с тем, описываемые гляциально-морские отложения обладают самым богатым минералогическим комплексом по сравнению с зырянской и самаровской моренами. Этот комплекс включает до 18—20, а по данным В. А. Зубакова (1956), даже до 25—26 минералов.

Помимо главных пороодообразующих компонентов — пироксенов, кварца, полевых шпатов, роговой обманки и эпидота в виде следов и долей, реже единиц процента встречаются гранат, турмалин, циркон,

Минералогический состав (в %) зырянских моренных, нерасчлененных

Местонахождение	Класс, мм	Магнетит	Гидро- окислы железа	Пирок- сены	Роговая обманка
-----------------	-----------	----------	----------------------------	----------------	--------------------

Валуны морен

Правый берег Нижней Тунгуски— Голый яр	3—1	—	—	40,0	—
	1—0,1	Следы	—	26,15	—
	0,1—0,01	—	Следы	16,39	2,18
Левый берег Енисея, станок Ан- гутиха	3—1	—	—	—	—
	1,0—0,1	—	Следы	19,46	—
	0,1—0,01	—	—	50,0	—
Правый берег р. Мироедихи, 1,0 км ниже устья ручья Верхний	3—1	—	—	51,0	—
	1,0—0,1	Следы	—	36,15	Следы
	0,1—0,01	Следы	—	26,35	1,65

Нерасчлененные гляциальные и

Левый берег Нижней Тунгуски— Скрытый яр	>1,0	—	—	9,94	—
	1,0—0,1	Следы	—	18,64	—
	0,1—0,01	Следы	—	16,42	2,35
	<0,01	—	—	2,14	—
Там же	>1,0	—	—	2,50	Следы
	1,0—0,1	Следы	—	14,87	0,97
	0,1—0,01	1,24	—	14,62	2,30
	<0,01	—	—	—	—

Флювиогляциальные

Правый берег Енисея, 15 км ниже станка Селиванихи	>1	—	—	18,42	—
	1—0,1	—	—	32,45	—
	0,1—0,1	1,52	—	13,64	Следы
	<0,01	—	—	—	—
Там же	>1	—	—	47,83	—
	1—0,1	—	—	43,34	3,37
	0,1—0,01	10,0	—	30,00	—
	<0,01	—	—	Следы	—
"	1—0,1	Следы	—	21,14	—
	0,1—0,01	1,39	—	55,27	—
	<0,01	—	—	—	—
	1—0,1	—	—	23,85	Следы
"	0,1—0,01	1,48	—	10,33	0,63
	<0,01	—	—	Следы	—

глицяльно-флювиогляциальных и флювиогляциальных отложений

Тремолит	Биотит	Хлорит	Мусковит	Полевой шпат	Кварц	Гранат	Турмалин	Эпидот
----------	--------	--------	----------	--------------	-------	--------	----------	--------

ные супеси

—	—	—	—	20,0	10,0	—	—	—
—	—	—	—	3,99	3,96	—	—	4,74
—	0,20	—	—	25,77	10,31	—	—	3,28
—	—	—	5,0	20	—	—	—	—
—	—	—	0,14	7,78	—	—	2,99	—
—	—	—	5,0	15,0	—	—	20,0	—
—	—	—	—	15,45	—	—	—	5,18
—	—	—	—	1,50	15,85	—	—	2,15
—	—	—	—	3,0	14,10	—	—	10,80

флювиогляциальные отложения

—	—	—	—	12,48	20,80	—	—	Следы
—	—	—	—	7,81	16,78	—	—	3,09
—	1,7	—	—	13,39	32,84	Следы	Следы	4,19
—	—	—	—	47,14	36,43	—	—	0,36
—	—	—	—	18,50	27,50	—	—	Следы
—	—	—	—	18,67	28,41	Следы	—	3,96
—	—	—	—	20,58	33,97	Следы	—	5,83
—	—	—	—	40,00	30,00	—	—	—

отложения

—	—	—	—	10,30	13,86	—	—	Следы
—	—	—	—	10,62	14,62	—	—	4,63
—	—	—	—	12,12	8,79	—	—	Следы
—	—	—	—	25,00	10,0	—	—	—
—	—	—	—	4,36	15,21	—	—	—
—	—	—	—	7,45	11,53	—	—	8,67
—	—	—	—	10,0	40,00	—	—	—
—	—	—	—	25,00	65,00	—	—	—
—	—	—	—	14,67	20,92	—	Следы	4,90
—	—	—	—	5,08	14,32	—	—	3,30
—	—	—	—	50,0	—	—	—	—
—	—	—	—	18,34	24,14	Следы	—	2,65
—	—	—	—	31,22	32,50	—	—	3,16
—	—	—	—	30,60	39,98	—	—	Следы

Местонахождение	Класс, мм	Широк	Кинит	Сили- манит	Апатит
-----------------	-----------	-------	-------	----------------	--------

Валунные морен

Правый берег Нижней Тунгуски— Голый яр	3—1 1—0,1 0,1—0,01	— — —	— — —	— — —	— — —
Левый берег Енисея, станок Ан- гутаха	3—1 1,0—0,1 0,1—0,01	— — —	— — —	— — —	— — —
Правый берег р. Мироедихи, 1,0 км ниже устья ручья Верхний	3—1 1,0—0,1 0,1—0,01	— — —	— — —	— — —	— — —

Нерасчлененные гляциальные и

Левый берег нижней Тунгуски— Скрытый яр	>1,0 1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —
Там же	>1,0 1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —

Флювиогляциальные

Правый берег Енисея, 15 км ниже станка Селиванихи	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —
Там же	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —
"	1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	— — —	— — —	— — —
"	1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	— — —	— — —	— — —

апатит, сфен, рутил, кальцит, доломит, из рудных—магнетит, слюды, ставролит, дистен, оливин, корунд, везувиан и др. Среди пироксенов, кроме пижонита, отмечаются гиперстен, диопсид, авгит, энстатит, клиноцоизит и цоизит, а из полевых шпатов—плагиоклазы и калиевые полевые шпаты (Зубаков, 1956з).

Характерно присутствие в группе глинистых минералов, помимо гидрослюда, бейделлита и монтмориллонита.

Наряду с этим показательно по отношению к зырянской морене некоторое снижение процентного содержания пироксенов (до 7,9 и не свыше

Рутил	Графит	Кальцит	Доломит	Цеоцит	Гидро- слои	Монт- морил- лонит	Бейделит	Обломки пород
—	—	—	—	—	—	—	—	3,06
—	—	13,95	16,62	—	—	—	—	30,56
—	—	41,23	—	—	—	—	—	0,65
—	—	—	—	—	—	—	—	75,0
—	—	Следы	—	Следы	—	—	—	68,86
—	—	10,0	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	28,37
—	—	24,10	10,0	Следы	—	—	—	10,25
—	—	43,23	—	Следы	—	—	—	0,87

ные супеси

флювиогляциальные отложения

—	—	—	—	—	—	—	—	56,78
—	—	5,88	Следы	Следы	—	—	—	47,80
—	—	4,40	—	—	1,58	1,58	0,53	21,05
—	—	5,00	—	—	3,93	5,00	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	51,50
—	—	1,87	Следы	Следы	—	2,60	—	28,56
—	—	12,73	Следы	Следы	1,33	2,00	0,33	5,07
—	—	—	—	—	20,0	10,0	Следы	—

отложения

—	—	—	—	0,59	—	—	—	56,83
—	—	—	—	Следы	—	—	—	37,68
—	—	—	—	—	—	—	—	63,93
—	—	—	—	—	—	—	—	75,00
—	—	—	—	—	—	—	—	32,61
—	—	—	—	—	—	—	1,06	24,58
—	—	—	—	—	—	—	Следы	—
—	—	—	—	—	—	—	Следы	10,0
—	—	—	—	—	—	Следы	4,42	33,95
—	—	—	—	—	—	Следы	0,88	14,76
—	—	—	—	—	—	—	20,0	—
—	—	—	—	—	—	3,46	6,87	20,69
—	—	—	—	—	—	10,76	8,44	1,48
—	—	—	—	—	—	29,42	Следы	—

18,41%), при одновременном увеличении полевых шпатов (до 35—40%), кварца (до 40—60%), несколько большее присутствие роговой обманки, эпидота, граната и т. д. (табл. 35).

Самаровская морена обычно буровато-серого цвета, супесчаная, оскольчато-щебневатой структуры, значительно уплотнена; от тазовско-санчуговских гляциально-морских отложений отличается значительно повышенным содержанием трапповой (6,51—15,38%, в среднем 10,5%), песчаниковой (6,19—7,19%, в среднем 6,63%) и туфовой (1,17—2,01%, в среднем 1,39%) гальки и валунов (табл. 36).

Минералогический состав гляциально-морских

Местонахождение	Класс, мм	Минералы							
		Магнетит	Гидроокислы железа	Пироксены	Роговая обманка	Биотит	Хлорит	Мусковит	Полевой шпат
Бахтинский яр	3—1	—	—	—	—	—	—	—	—
	1 —0,1	Следы	Следы	4,53	0,58	Следы	—	—	0,72
	0,1—0,01	—	—	7,79	0,60	—	Следы	—	6,74
Пупковский яр	>1,0	—	—	2,06	—	—	—	—	8,42
	0,1—0,1	—	—	13,06	0,99	—	—	—	22,72
	0,1—0,01	Следы	—	18,41	3,49	Следы	—	—	16,52
	<0,01	—	—	Следы	Следы	—	Следы	Следы	40,00
Там же	1 —0,1	1,38	—	9,45	0,69	—	—	—	15,32
	0,1—0,01	Следы	—	3,83	0,54	—	—	—	20,14
	<0,01	—	—	Следы	—	—	Следы	—	35,0

Вместе с тем, присутствие кремней, кварца и кварцитов, небольшое содержание карбонатных пород отличает описываемую морену от зырянских гляциальных образований. Минералогический состав самаровской морены по числу компонентов (14—13 против 8—9, содержащихся в зырянской морене), присутствию пироксенов (6—12%) и кварца (до 67% и не ниже 28%) также отличается от зырянских ледниковых осадков (табл. 37). Вместе с тем, эти же данные сближают описываемую морену с тазовско-

Таблица 36

Петрографический состав валунов и галек самаровской морены

Местонахождение	Содержание, %							
	Траппы	Песчаники	Туфы	Кремнистые породы	Кварц	Кварцит	Доломиты, Известняки и т. п.	Контактно-измененные породы
Бахтинский яр	15,38	7,084	1,179	0,215	0,147	0,28	0,236	0,03
Река Верхний Имбак, 15—16 км выше устья . .	6,51	5,191	2,015	0,178	0,131	0,315	0,241	0,007
Река Комса, 10 км выше устья	10,17	7,19	1,213	0,191	0,125	0,27	0,234	0,01
Река Фатьяниха, 5 км выше устья ручья Безымянного	8,04	7,08	1,163	0,184	0,138	0,269	0,215	0,027

санчуговскими породами. Поэтому в данном случае большое значение приобретают глинистые минералы — монтмориллонит и бейделлит, присутствующие в гляциально-морских осадках и полностью уступающие место гидрослюдам в наземной самаровской морене.

Важно, наконец, отметить диагностическую роль граната, постоянно присутствующего в количестве около 1% в гляциальных самаровских осадках, а также, частично, эпидота, содержание которого не превышает 2—3%.

Нерасчлененная морена максимального оледенения, распространенная по западной окраине Средне-Сибирского плос-

тазовско-санчуговских отложений

гический состав, %

Кварц	Гранат	Турмалин	Эпидот	Циркон	Апатит	Рутил	Кальцит	Гидрослюда	Монтмориллонит	Бейделлит	Обломки пород
40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	60
62,24	0,58	Следы	2,27	—	Следы	—	Следы	—	2,27	—	26,17
65,56	0,60	—	3,00	—	—	—	14,37	—	—	—	1,01
16,82	—	—	1,40	—	—	—	—	—	Следы	—	71,3
42,9	Следы	—	6,03	—	—	—	—	—	1,34	Следы	12,96
44,83	Следы	—	9,30	—	—	—	—	—	2,80	Следы	4,65
30,0	—	—	Следы	—	—	—	—	—	30,0	—	—
42,44	Следы	—	3,76	—	—	—	—	—	5,61	—	21,35
60,15	Следы	—	1,48	Следы	—	Следы	—	2,82	3,96	6,0	1,08
20,0	—	—	—	—	—	—	—	25,0	18,0	2,0	—

когорья, имеет обычно буровато-серую, коричневатую-бурю и т. п. окраску, супесчаный состав и оскольчато-щебневатую, комковатую структуру. Кроме того, она обладает самым высоким процентным содержанием валунов и галек по сравнению с двумя одновозрастными стадияльными горизонтиами Приенисейской части Западной Сибири (табл. 20). Наменяются между ними и определенные минералого-петрографические различия. Грубый обломочный материал валунных суглинков Енисей-Нижнетунгусского междуречья в абсолютных цифрах характеризуется присутствием галек и валунов траппов (до 11,18%, при среднем—7,89%) и палеозойских песчаников (до 25,99% и среднем 10,54%), туфов

Таблица 37

Минералогический состав самаровской морены

Местонахождение	Класс, мм	Минералогический состав, %						
		Магнетит	Гидрокси-слы же-леза	Пироксе-ны (пи-жонит)	Роговая обманка	Серпен-тин	Эпидот	Гранат
Бахтинский яр	3 —1	—	Следы	Следы	—	—	—	—
	1 —0,1	Следы	Следы	6,83	—	Следы	2,62	0,62
	0,1—0,01	—	—	6,52	1,86	0,37	3,10	0,62
Там же	3 —1	0,18	—	1,15	—	—	—	Следы
	1 —0,1	3,12	Следы	7,12	—	—	1,61	1,62
	0,1—0,01	Следы	Следы	6,48	Следы	—	1,20	2,52
Местонахождение	Класс, мм	Минералогический состав, %						
		Кальцит	Кварц	Полевой шпат	Цеоиты	Сростки	Обломки	Уголь
Бахтинский яр	3 —1	—	45,0	Следы	Следы	—	55	—
	1 —0,1	0,92	71,35	0,8	Следы	3,24	15,83	—
	0,1—0,01	18,01	67,07	2,33	—	—	—	0,09
Там же	3 —1	—	48,0	3,18	Следы	—	47,59	—
	1 —0,1	—	72,3	14,16	Следы	—	0,07	—
	0,1—0,01	9,3	65,6	5,16	—	—	9,74	—

Петрографический состав валунов и галек глянцально-морских тазовско-санчуговских отложений

Местонахождение	Содержание к объему исходной породы, %											
	траппы	песчаники	туфы	кварц	кварциты	кремни	контактно-измененные породы	аргиллиты, Алевриты	доломиты, Известняки	сланцы	бокситы	гранодиорит
Бахтинский яр	1,6—3,8	2,6—3,33	0,9—1,7	0,01—0,02	до 0,11	до 0,05	—	—	—	до 0,25	0,03	Единиц- ные знаки
У края Средне-Сибирского плоскогорья (р. Комса, Верхний Имбак, Фать- яника, Татарка и др.) .	4,96—9,64	1,87—4,46	0,16—0,27	0,12—0,70	до 0,08	—	—	—	—	—	—	—
Черноостровский яр	1,83—5,51	0,31—4,15	до 0,4	0,02—0,06	0,11—0,40	0,06—0,74	0,04—0,79	0,11—0,39	0,09—1,16	—	—	—
Правый берег р. Фокиной, 7 км выше устья ручья Токуреева	3,37 3,4	0,24 1,71	0,038 0,4	— —	0,038 —	0,08 —	— —	— —	0,33 —	— —	— —	— —

(до 0,07%) и доломитов (до 6%). Кремни, кварц, и контактно-измененные породы встречаются в виде аксессуаров в количестве 0,2—0,4% от общей массы породы (табл. 38). Любопытны частые находки в морене галек каменного угля.

Таблица 38

Петрографический состав валунно-галечникового материала морены максимального оледенения в области предгорной равнины и западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья

Местонахождение	Содержание (в %) к объему исходной породы							Контактно-измененные породы
	Траппы	Песчаники	Туфы	Доломиты	Аргиллиты	Кварц	Кремни	
Нижняя Тунгуска								
Голый яр	19,89	3,06	—	2,32	—	0,116	—	—
Татарка:								
12 км ниже истока	3,79	25,99	—	6,04	—	1,18	1,67	0,23
10 км выше северного развилка	11,18	1,52	—	—	—	—	—	—
там же	6,44	9,68	—	—	—	0,02	0,35	0,4
Фатьяниха:								
в устье ручья Порожного	9,35	7,54	0,02	—	1,48	0,03	0,4	0,01
скалы „Монахи“	8,72	7,98	0,07	—	3,17	0,05	0,1	0,01

Главными порообразующими минералами валунных суглинков являются пироксены, полевые шпаты и кварц; содержание каждого в отдельности колеблется от нескольких до 30—40 и даже 60% (для кварца). Значительную роль играет кальцит (в среднем около 10%). Отмечается большой процент обломков пород (табл. 39).

Описанный вещественный состав максимальной морены западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья значительно отличает ее от типичных гляциально-морских отложений тазовско-санчуговского горизонта и сближает ее с самаровской мореной, развитой в Приенисейской части Западно-Сибирской низменности. Большое сходство она обнаруживает с зырянской мореной, отличаясь от нее лишь более значительным содержанием полевых шпатов и несколько меньшим присутствием пироксенов.

В этой связи для стратиграфического расчленения гляцевых отложений западной окраины плоскогорья, по-видимому, могут иметь определенное значение аксессуарные минералы — титаниты, моноцит, касситерит, шпинель, анатаз, золото и некоторые другие, отмеченные в 1951 г. геологами Эвенкийской экспедиции в валунных суглинках максимального оледенения и как будто отсутствующие в зырянских гляциальных отложениях.

Флювиогляциальные отложения зырянского и максимального оледенений близки по своему вещественному составу к соответствующим донморенным осадкам. Зырянские флювиогляциальные слоистые пески, супеси, суглинки и галечники содержат более высокий процент пироксенов (30—40 до 55% против 12—14% в одноименных осадках максимального оледенения), несколько больше полевых шпатов, меньше кварца. Характерно присутствие в некоторых образцах монтмориллонита и бейделлита (табл. 33).

Для флювиогляциальных песков и галечников максимального оледенения, помимо отмеченных различий,

Таблица 39

Минералогический состав моренных и флювиогляциальных отложений в области максимального оледенения Приисейской предгорной равнины и западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья

Местонахождение	Класс, мм	Минералогический состав, %												
		Магнетит	Пижонит	Роговая обманка	Полевой шпат	Кварц	Эпидот	Кальцит	Цеоциты	Серпентин	Гранат	Рутит	Обломки пород	Уголь
Правый берег р. Нижней Тунгуски—Голый яр	> 1	—	6,06	—	8,31	19,93	Следы	—	—	—	—	Следы	65,70	—
	1 —0,1	—	16,39	—	4,78	13,82	3,57	10,18	Следы	—	—	—	50,35	0,91
	0,1—0,01	Следы	26,90	Следы	14,10	41,22	3,04	13,66	—	—	Следы	—	0,54	0,54
	<0,01	—	1,15	—	27,59	69,54	Следы	1,15	—	—	—	—	—	0,57
Правый берег р. Фатьянхи, в устье ручья Порожного	> 1	—	9,16	—	7,31	20,1	—	Следы	Следы	—	—	—	63,0	0,44
	1 —0,1	0,51	17,21	0,2	5,61	10,17	4,15	11,16	Следы	—	—	—	50,99	—
	0,1—0,01	0,74	31,50	1,3	10,7	40,18	4,07	10,2	1,2	—	Следы	—	0,11	—
	<0,01	—	2,09	2,1	30,1	63,13	Следы	4,3	0,8	—	—	—	0,2	—
Левый берег р. Татарки, 12 км ниже истока	> 1	—	7,14	—	7,52	21,93	—	—	—	—	—	—	63,41	—
	1 —0,1	0,72	21,13	0,3	9,17	14,17	2,17	15,40	Следы	—	—	—	32,54	4,30
	0,1—0,01	1,15	29,17	1,17	11,13	44,10	2,70	11,18	0,4	—	—	—	—	—
	<0,01	Следы	2,51	—	32,15	60,18	Следы	5,16	—	—	—	—	—	—
Флювиогляциальные пески														
Северо-западная окраина оз. Каменного	3 —1	—	10,0	—	60,0	30,0	—	—	Следы	—	—	—	—	—
	1 —0,1	—	12,30	0,81	16,76	51,61	2,44	—	—	Следы	—	—	16,04	—
	0,1—0,01	—	14,57	3,64	12,63	48,33	4,86	10,83	—	Следы	1,81	Следы	2,17	—
Левый берег ручья Еловой, 15 км ниже истока	3 —1	—	11,23	—	50,30	25,0	—	—	Следы	—	—	—	13,47	—
	1 —0,1	Следы	14,47	Следы	26,72	54,10	Следы	Следы	1,22	—	Следы	1,15	1,84	—
	0,1—0,01	—	13,21	1,30	18,73	49,44	3,14	11,18	—	—	2,16	0,5	0,84	—

свойственно постоянное присутствие следов и единиц процента цеолитов, граната, рутила, роговой обманки и некоторых других (см. табл. 39).

Вещественный состав аллювиальных и связанных генетически с ними аллювиально-озерных, озерных и прибрежно-морских (дельтовых) отложений Енисея также подвержен некоторым изменениям во времени. Среди описываемого генетического ряда супесчаные и песчаные породы четвертой надпойменной террасы Енисея и мессовско-самбургского времени содержат самый высокий процент пироксенов (5—10 до 12%) и полевых шпатов (25—35%, а в отдельных случаях до 90—100%).

Важным диагностическим признаком этих отложений является значительное присутствие глинистых минералов бейделлита и монтмориллонита, а также рудных (магнетита) и диопсида (табл. 40 и 41).

Эти минералы, за исключением единичных случаев присутствия магнетита, не встречаются в осадках третьей, второй и первой надпойменных террас Енисея, а также перигляциальных аллювиально-озерных зырянских отложениях. Важным свойством всех перечисленных разновозрастных отложений является их повышенная слюдистость, легко определяемая даже при обычных макроскопических описаниях в поле. Кроме того, наблюдается прогрессирующее уменьшение содержания пироксенов и полевых шпатов от более древних к более молодым осадкам, что намечает между ними некоторые различия (табл. 42—45).

Нижнетунгусский аллювий резко отличается от енисейского своим вещественным составом по значительно более высокому содержанию пироксенов и полевых шпатов и, особенно, присутствию следов цеолитов, шпинели, циркона, золота, касситерита.

По этим же признакам нижнетунгусский аллювий оказывается сходным с валунными суглинками максимального оледенения, описанным выше для Енисей-Нижнетунгусского междуречья.

Этот факт является еще одним доказательством местного «сибирского» происхождения отмеченных акцессорных минералов, не имеющих никакого отношения к енисейскому аллювию.

Еще большее стратиграфическое значение имеет сравнительная минералогическая характеристика одновозрастных литологически неотличимых друг от друга, но генетически различных образований. Так, чрезвычайно трудно поддающиеся расчленению обычными геоморфолого-геологическими методами зырянские флювиогляциальные, флювиогляциально-гляциальные и перигляциальные аллювиально-озерные (подпруженного приледникового озера) отложения достаточно отчетливо выделяются по минералогическим данным (см. табл. 32 и 44).

Точно также удастся провести разграничения между аллювиальными осадками четвертой и второй надпойменными енисейскими террасами и соответствующими флювиогляциальными отложениями (см. табл. 39 и 41, 33 и 43).

Итак, обобщение сравнительно небольшого аналитического материала, изложенного в настоящей главе, показывает достаточно убедительно, что вещественный состав основных генетических типов четвертичных отложений исследованной территории не остается постоянным во времени.

Вследствие этого, имеется реальная возможность использовать намечающиеся минералого-петрографические различия в комплексе с другими наблюдениями для целей стратиграфии, что и было показано выше.

Минералогический состав аллювиальных мессовско-самбургских отложений

Местонахождение	Класс, мм	Минералогический состав, %												
		Магнетит	Гидроксинилы железа	Пижонит	Липсид	Роговая обманка	Тремолит	Биотит	Хорнит	Мусковит	Полевой шпат	Капур	Гранат	Турмалин
Бахтинский яр	1 - -0,1	0,78	Следы	4,77	—	0,38	—	Следы	Следы	—	20,16	55,04	Следы	Следы
	0,1 - 0,01	2,56	—	9,89	—	2,56	—	—	Следы	Следы	26,37	39,56	Следы	Следы
	<0,01	—	—	Следы	—	—	—	—	—	Следы	100,0	Следы	—	—
	1 - -0,1	0,41	—	2,47	—	Следы	—	—	—	Следы	24,99	69,5	Следы	—
	0,1 - 0,01	2,86	1,43	14,29	—	4,29	—	—	—	—	36,43	32,49	Следы	—
	<0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	50,0	—	—	—
	>1	—	—	1,67	—	—	—	—	—	—	32,87	56,92	—	—
	1 - -0,1	0,59	—	5,55	—	—	—	—	—	—	23,75	59,35	—	—
	0,1 - 0,01	Следы	—	10,0	—	—	—	—	—	—	10,00	45,0	—	—
<0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	40,00	50,0	—	—	
Марковский яр	1 - -0,1	1,97	Следы	5,89	—	Следы	—	—	—	—	15,52	63,59	Следы	0,97
	0,1 - 0,01	7,62	—	10,48	—	—	—	—	—	—	9,04	37,14	Следы	Следы
	<0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—
	1 - -0,1	1,03	Следы	5,77	—	0,54	—	—	—	—	21,85	62,68	Следы	—
	0,1 - 0,01	1,11	—	12,22	—	2,22	—	—	—	—	30,63	41,43	Следы	—
	<0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	40,0	35,0	Следы	—
	1 - -0,1	0,12	—	0,76	—	0,52	—	—	Следы	0,25	29,33	63,16	Следы	Следы
	0,1 - 0,01	—	—	5,54	Следы	8,31	Следы	1,51	—	—	28,65	41,85	1,0	—
	<0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	40,0	35,0	—	—
1 - -0,1	—	—	0,53	—	0,44	—	Следы	—	Следы	24,45	71,85	Следы	—	
0,1 - 0,01	Следы	—	8,60	—	7,38	—	Следы	—	—	18,44	50,0	Следы	—	
<0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	60,0	25,0	—	—	

Минералогический состав аллювиальных отложений четвертой надпойменной террасы Енисея

Местонахождение	Класс, мм	Минералогический состав, %										
		Магнетит	Гидро-окислы железа	Пироксинит	Липонид	Роговая обманка	Биотит	Хлорит	Мусковит	Пластовый шпат	Кварц	Гранат
Черноостровский яр	>1	—	—	1,62	—	—	—	—	—	13,74	31,90	—
	1—0,1	—	Следы	5,49	—	0,41	—	—	—	24,24	60,50	Следы
	0,1—0,01	1,01	—	10,14	—	2,03	—	—	—	21,16	44,23	Следы
	<0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	20,0	40,0	—
	>1	—	—	4,10	—	—	—	—	—	11,98	23,97	—
Черноостровский яр	1—0,1	—	—	6,35	—	Следы	—	—	—	23,36	50,26	—
	0,1—0,01	1,11	—	11,11	Следы	2,22	0,32	0,32	—	23,82	37,46	0,11
	<0,01	—	—	Следы	—	Следы	—	—	Следы	31,43	25,71	—
	1—0,1	—	—	3,87	Следы	0,31	—	—	—	11,53	79,46	Следы
	0,1—0,01	2,55	—	14,04	—	1,28	Следы	—	Следы	17,45	48,93	Следы
Черноостровский яр	<0,01	Следы	—	Следы	—	—	—	—	—	45,46	9,09	—
	1—0,1	Следы	—	4,8	—	0,75	—	—	—	21,74	65,2	Следы
	0,1—0,01	3,08	—	15,38	—	3,08	—	—	—	23,46	33,84	Следы
	<0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	30,0	40,0	—
	1—0,1	Следы	Следы	2,36	Следы	0,42	Следы	Следы	Следы	30,28	38,47	0,21
Правый берег Енисея, против станка Чулково.	0,1—0,01	Следы	—	11,37	—	0,84	0,63	—	0,63	27,57	40,03	Следы
	<0,01	—	—	0,79	—	—	Следы	—	Следы	33,15	37,90	—
	1—0,1	Следы	—	0,26	—	0,04	—	—	—	26,74	40,65	Следы
	0,1—0,01	—	—	7,93	—	1,46	0,63	—	1,26	24,0	47,41	Следы
	<0,01	—	—	0,63	—	—	—	—	Следы	41,24	23,75	—
Правый берег Енисея, против станка Чулково.	1—0,1	Следы	—	1,10	—	1,10	1,5	Следы	0,53	10,11	75,10	0,22
	0,1—0,01	Следы	—	8,23	—	11,61	Следы	Следы	—	11,66	33,87	1,61

Продолжение табл. 41

Местонахождение	Класс, мм	Минералогический состав, %												Угль
		Турмалин	Эпидот	Кинанит	Силим-анит	Апатит	Кальцит	Цеолинит	Гидро-слюда	Монт.-морил-лит	Бейделит	Обломки поро-ды		
Черноостровский яр	> 1	—	0,89	—	—	—	—	—	—	—	—	—	51,85	—
	1—0,1	Следы	2,53	—	—	—	—	—	—	1,41	—	—	5,42	Следы
	0,1—0,01	—	7,10	—	—	—	—	—	—	7,39	0,43	—	5,22	1,29
	< 0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	40,0	—	—	—	—
Черноостровский яр	> 1	—	2,88	—	—	—	—	—	—	—	—	—	57,07	—
	1—0,1	—	1,10	—	—	—	—	—	—	1,38	—	—	16,61	0,47
	0,1—0,01	Следы	6,67	—	—	—	—	—	—	4,77	—	—	3,97	2,35
	< 0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	17,14	—	—	—	—
Черноостровский яр	1—0,1	Следы	2,18	—	Следы	Следы	1,47	Следы	—	0,81	—	—	1,58	—
	0,1—0,01	Следы	7,66	—	—	Следы	2,18	—	0,13	0,98	Следы	—	6,81	0,17
	< 0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	45,45	—	—	—	—
	1—0,1	—	1,80	Следы	—	Следы	1,47	Следы	—	0,43	—	—	3,81	—
Правый берег Енисея, против станка Чулково	0,1—0,01	—	9,23	—	—	—	2,18	—	—	3,33	—	—	5,00	1,42
	< 0,01	—	—	—	—	—	—	—	10,0	20,0	—	—	—	—
	1—0,1	—	1,39	—	Следы	—	0,31	—	5,85	7,23	—	—	10,64	—
	0,1—0,01	—	6,31	—	—	—	1,26	—	6,10	5,26	Следы	—	—	—
Правый берег Енисея, против станка Чулково	< 0,01	—	0,53	—	—	—	—	—	11,84	15,79	—	—	—	—
	1—0,1	Следы	0,13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	29,11	3,07
	0,1—0,01	—	6,26	—	Следы	—	—	—	4,16	6,89	Следы	—	—	—
	< 0,01	—	0,63	—	—	—	—	—	18,75	15,0	—	—	—	—
Правый берег Енисея, против станка Чулково	1—0,1	—	1,54	—	—	—	—	—	1,69	—	—	—	5,32	—
	0,1—0,01	—	11,61	—	—	—	—	—	2,23	—	—	—	3,23	3,15

Минералогический состав аллювиальных отложений третьих надпойменных террас Енисея и Нижней Тунгуски

Местонахождение	Класс, мм	Минералогический состав, %										
		Магнетит	Гидро-окислы железа	Пирок-сены (пн-жонит)	Роговая обманка	Серпентин	Халцит	Биотит	Мусковит	Эпидот	Ставролит	Турмалин
Левый берег Енисея, 5,5 км выше станка Чулково	3-1	—	—	20,0	—	—	—	15,0	5,0	—	—	—
	1-0,1 0,1-0,01	— Следы	Следы —	1,46 7,47	0,96 11,20	Следы 0,13	— —	3,69 —	— —	0,75 16,78	— —	— —
Левый берег Енисея, против станка Тартарское	3-1	—	—	Следы	—	—	—	—	—	—	—	—
	1-0,1 0,1-0,01	— —	— —	0,70 15,0	0,47 —	Следы Следы	Следы —	0,33 —	Следы —	1,06 20,0	Следы —	Следы Следы
Правый берег Енисея, мыс Канготовский	0,1-0,1	—	—	0,55	0,65	0,52	Следы	5,97	0,88	0,87	—	—
	0,1-0,01	— —	— —	4,63	4,42	0,32	— —	2,05	—	5,27	— —	— —
Нижняя Тунгуска, Голый яр	1-0,1	3,15	—	13,17	Следы	—	—	—	—	0,18	Следы	—
	0,1-0,01	10,21	—	12,05	0,15	—	—	—	—	1,13	Следы	—
	1-0,1	2,17	—	14,15	0,18	—	—	—	—	0,20	Следы	—
	0,1-0,01	8,45	—	13,25	—	—	—	—	—	1,16	—	—

**Минералогический состав аллювиальных отложений вторых
надпойменных террас Енисея и Нижней Тунгуски**

Местонахождение	Класс, мм	Минералогический состав, %				
		Магнетит	Гидро- окислы железа	Пижонит	Роговая обманка	Серпентин
Левый берег Енисея, 5,8 км выше станка Сургутихи	1—0,1 0,1—0,01	— —	— —	1,14 10,30	0,57 5,15	0,17 —
Правый берег Енисея, 0,5 км ниже ручья Половинного	1—0,1 0,1—0,01	— —	— —	1,36 —	0,54 5,0	Следы Следы
Там же	1—0,10 0,10—0,01	— —	— —	1,52 9,31	0,65 4,95	0,15 0,23
Правый берег Нижней Тунгуски, 5,5 км вы- ше г. Туруханска	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— Следы Следы —	— — — —	45,45 34,57 32,84 —	— — — —	— — — —
Там же	>1 1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — 1,70 —	— — — —	4,85 29,54 32,41 —	— — Следы —	— — — —
Там же	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	Следы Следы Следы —	— — — —	9,94 18,64 16,42 2,14	— — 2,35 —	— — — —
Там же	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— Следы 1,24 —	— — — —	2,50 14,87 14,62 —	Следы 0,97 2,30 —	— — — —
Правый берег Нижней Тунгуски, 3 км ниже пос. Северного	1—0,1 0,1—0,01 <0,01	Следы 1,85 —	— — —	39,25 32,30 Следы	— Следы —	— — —
Там же	1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— 4,48 —	— — —	15,58 34,00 Следы	Следы Следы —	— — —
Там же	1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	Следы 3,12 —	— — —	27,90 23,75 Следы	— — —	— — —

Местонахождение	Класс, мм	Минералогический состав, %				
		Хлорит	Блотит	Мусковит	Эпидот	Ставролит
Левый берег Енисея, 5,8 км выше станка Сургутихи	1—0,1 0,1—0,01	— —	— —	— —	0,95 7,73	— —
Правый берег Енисея, 0,5 км ниже ручья Половинного	1—0,1 0,1—0,01	Следы Следы	0,13 Следы	Следы —	0,54 —	— —
Там же	1—0,10 0,10—0,01	0,25 0,10	0,15 Следы	2,14 Следы	1,15 5,18	Следы —
Правый берег Нижней Тунгуски, 5,5 км вы- ше г. Туруханска	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — — —	Следы — Следы —	Следы 11,54 11,09 —	— — — —
Там же	>1 1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — — —	— — — —	— Следы Следы —	— — — —
Там же	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — 1,17 —	— — — —	Следы 3,09 4,69 0,36	— — — —
Там же	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — — —	— — — —	Следы 3,96 5,83 —	— — — —
Правый берег Нижней Тунгуски, 3 км ниже пос. Северного	1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	— — —	— — —	2,60 3,70 —	— — —
Там же	1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	— — —	— — —	1,41 6,31 —	— — —
Там же	1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	— — —	— — —	2,93 4,79 —	— — —

Местонахождение	Класс, мм	Минералогический состав, %				
		Турмалин	Гранат	Рутил	Анаказ	Графит
Левый берег Енисея, 5,8 км выше станка Сургутихи	1—0,1 0,1—0,01	— —	0,19 2,58	— —	— —	— —
Правый берег Енисея, 0,5 км ниже ручья Половинного	1—0,1 0,1—0,01	— —	0,14 —	— —	— —	0,25 —
Там же	1—0,10 0,10—0,01	— —	0,71 1,95	Следы —	— —	0,17 —
Правый берег Нижней Тунгуски, 5,5 км вы- ше г. Туруханска	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —
Там же	>1 1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —
Там же	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — Следы —	— — Следы —	— — — —	— — — —	— — — —
Там же	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —
Правый берег Нижней Тунгуски, 3 км ниже пос. Северного	1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	Следы Следы —	— — —	— — —	Следы Следы —
Там же	1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	— — —	— — —	— — —	— — —
Там же	1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	Следы Следы —	— — —	— — —	— — —

Местонахождение	Класс, мм	Минералогический состав, %				
		Доломит	Кальцит	Кварц	Полевые шпаты	Цеолиг
Левый берег Енисея, 5,8 км выше станка Сургутихи	1—0,1 0,1—0,01	— —	11,98 2,56	52,94 54,39	24,68 10,66	Следы —
Правый берег Енисея, 0,5 км ниже ручья Половинного	1—0,1 0,1—0,01	— —	7,05 —	43,33 75,0	39,12 20,0	Следы —
Там же	1—0,10 0,10—0,01	— —	Следы —	55,41 51,37	35,70 27,01	Следы Следы
Правый берег Нижней Тунгуски, 5,5 км вы- ше г. Туруханска	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — — —	10,91 6,84 23,24 15,78	— 7,30 9,41 42,11	Следы Следы — —
Там же	>1 0,1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — — —	22,97 22,05 16,52 30,33	18,92 16,58 33,81 35,60	— — — —
Там же	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— 5,88 4,40 5,00	20,80 16,78 32,84 36,43	12,48 7,81 13,39 47,14	— Следы — —
Там же	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— 1,87 12,73 —	27,50 28,41 33,97 30,00	18,50 18,67 20,58 40,00	— — — —
Правый берег Нижней Тунгуски, 3 км ниже пос. Северного	1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	— — —	9,18 26,56 45,00	10,60 19,95 35,0	Следы — —
Там же	1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	1,87 12,73 —	13,91 15,48 46,44	16,73 13,86 51,42	— — —
Там же	1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	— — —	— — —	— — —	— — —

Местонахождение	Класс, мм	Минералогический состав, %				
		Циркон	Гидро- слода	Обломки пород	Монт- морил- лонит	Бейделит
Левый берег Енисея, 5,8 км выше станка Сургутихи	1—0,1 0,1—0,01	Следы —	Следы 1,50	7,30 5,11	— —	— —
Правый берег Енисея, 0,5 км ниже ручья Половинного	1—0,1 0,1—0,01	— —	0,49 —	7,05 —	— —	— —
Там же	1—0,10 0,10—0,01	Следы —	— —	1,80 —	— —	— —
Правый берег Нижней Тунгуски, 5,5 км вы- ше г. Туруханска	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — — —	43,64 39,74 17,57 42,11	— — 1,46 —	— — 4,39 —
Там же	>1 1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — 9,38 19,78	53,26 31,83 2,34 —	— — — —	— Следы 3,84 14,29
Там же	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — 1,58 3,93	56,78 47,80 21,03 —	— — 1,58 5,00	— — 0,53 —
Там же	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — 1,33 20,0	51,50 28,56 5,07 —	— 2,69 2,00 10,00	— — 0,33 Следы
Правый берег Нижней Тунгуски, 3 км ниже пос. Северного	1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	— — —	38,37 11,11 —	— 1,44 10,00	Следы 3,09 10,00
Там же	1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	— — —	43,42 20,37 —	— 0,82 —	8,95 1,68 2,14
Там же	1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	— — —	24,25 12,71 —	Следы 5,21 11,0	Следы 6,25 20,0

Глава V

НЕОТЕКТОНИКА

Фактический материал и выводы, сделанные в предыдущих главах, показывают тесную взаимосвязь и зависимость между главными морфологическими ступенями современного рельефа и вполне закономерным площадным распространением четвертичных (антропогенных) отложений с основными структурно-тектоническими зонами описываемой территории (фиг. 24). Очевидно, эта связь является выражением дифференцированных тектонических движений в кайнозое, особенно, антропогене, развивавшихся в значительной степени по унаследованному тектоническому плану и носивших глыбовый характер. Это вполне понятно, так как новейшая тектоника развивалась на весьма сложно построенной древней структурно-тектонической основе. Отдельные ее участки обладали различной мобильностью и тенденцией к определенной направленности движений. Естественно, что устанавливается приемственность, например, в поднятиях краевой части Сибирской платформы и опусканиях в пределах мезозойской Таз-Енисейской синеклизы — области глубокого погружения докембрийских структур.

Тем не менее вряд ли правильным было бы сводить все тектонические движения антропогена к унаследованным от более древних структур. Новейшие движения внесли определенные изменения в структурные особенности описываемой территории и, самое главное, коренным образом изменили ее рельеф, а следовательно, и распределение областей преимущественной денудации и аккумуляции.

Исключительно важным является вопрос о времени первых и затем основных неотектонических движений, приведших к созданию современного рельефа. Исследования последних лет дают некоторые основания полагать, что первые подвижки относятся к самому началу третичного периода. Это достаточно отчетливо устанавливается по появлению некоторого количества пироксенов в датско-палеоценовых отложениях за счет выноса со стороны Средне-Сибирского плоскогорья, практически отсутствующих в нижних и верхнемеловых породах. В то же время в пределах описываемого района, как, впрочем, повсеместно в Советской Арктике (Сакс, 1953), коррелятные намечающимся поднятиям нижнетретичные породы имеют неширокое, локальное развитие, а верхнетретичные практически отсутствуют.

В распространении нижнетретичных отложений намечаются любопытные особенности. Так, в зоне Туруханской антиклинали, по данным М. Н. Благовещенской (1951), имеются следы нижнетретичной трансгрессии. В районах Лобового материка и верховьях р. Хеты, по мнению С. Б. Шацкого, В. Н. Соколова, датско-палеоценовые отложения

представлены уже континентальными, аллювиальными фациями. В связи с этим нужно отметить, что в области Енисейской депрессии заведомо третичные отложения пока не установлены. По-видимому, зона, примерно совпадающая с Енисейской депрессией, была приподнятым участком в третичное время. В ее пределах, возможно, сначала были полностью

Минералогический состав аллювиально-озерных

Местонахождение	Класс, мм	Минерало					
		Магнетит	Пироксен	Роговая обманка	Серпентин	Хлорит	Биотит
Правый берег Енисея, против протоки Большой Шар	3 —1 1 —0,1 0,1—0,01	— — 0,17	— 0,55 7,49	— — —	— — 5,32	— — —	— 0.03 Следы
Левый берег Енисея, 5,8 км выше станка Сургутиха	1 —0,1 0,1—0,01	— —	1,34 4,48	2,01 3,84	— Следы	Следы Следы	Следы 1,36
Правый берег Нижней Бани, 12 км выше фактории Момчик	1 —0,1 0,1—0,01	— —	1,10 3,24	2,21 6,68	0,07 Следы	— Следы	Следы Следы

срезаны верхнемеловые породы, а в конце плиоцена Приенисейская долина (погребенный каньон, вскрытый туруханскими и елогуйскими скважинами) была выработана в нижнемеловых, частично верхнеюрских отложениях.

Все это вместе взятое, по-видимому, говорит о том, что по крайней мере, в начале третичного периода наблюдалось существенно иное распределение зон сноса и аккумуляции, а следовательно, и дифференциации тектонических движений, нежели в антропогене.

О характере верхнетретичных движений судить трудно. Отсутствие пород этого возраста не только в пределах суши, но и на дне подводных возвышенностей по окраинам арктических морей (Сакс, 1953) свидетельствует, вероятно, о значительном снижении уровня Полярного бассейна и преимущественной денудации континента.

Таким образом, молодые тектонические движения, хотя и уходят своими корнями далеко в глубь третичного периода, в основных своих фазах, создавших современный рельеф описываемой территории, проявились в начале четвертичного периода (антропогена). Они устанавливаются для исследованного района прежде всего по мощному поступлению в эоплейстоцене грубого обломочного материала со стороны Средне-Сибирского плоскогорья и аккумуляции его в смежных, только что возникших эрозионно-тектонических депрессиях, а также по радикальной перестройке речной сети в области плоскогорья. Это указывает на проявление интенсивных, но разно направленных глыбовых движений уже на границе антропогена.

Анализ мощностей и фаций четвертичных отложений показывает, что в течение всего плейстоцена активно воздымавшимся зонам краевой части Сибирской платформы и Туруханской антиклинали были противопоставлены ступенчатые прогибания в области Енисейской депрессии.

Отражением глыбовых движений в пределах Сибирской платформы является ярусность рельефа Средне-Сибирского плоскогорья. Древняя

верхнемеловая поверхность выравнивания фиксируется сейчас на разных гипсометрических уровнях. У западного края Средне-Сибирского плоскогорья она обнаружена в бассейне р. Бахты в пределах 280—350-метровой ступени, а далее на северо-восток — на поверхности столовых гор с абсолютными отметками 500—700 м и более. Помимо этого, от западного

Таблица 44

перигляциальных зырянских отложений

Гипсовый состав, %												
Мусковит	Эпидот	Ставролит	Турмалин	Гранат	Рутил	Кальцит	Кварц	Полевые шпаты	Цеолит	Гидрослюда	Обломки породы	Растительные остатки
—	—	—	—	—	—	—	20,0	—	—	—	—	80,0
—	0,10	—	—	—	Следы	0,13	0,93	—	—	—	6,62	91,63
—	0,85	—	—	Следы	—	2,72	26,80	22,05	—	—	—	34,56
Следы	2,68	—	—	0,67	—	2,39	79,14	8,49	—	—	3,19	—
0,68	3,84	—	—	0,64	Следы	6,82	56,94	19,35	—	—	2,05	—
Следы	3,68	—	Следы	0,37	—	1,47	70,06	16,77	—	—	4,05	—
—	12,14	—	—	Следы	Следы	3,24	54,24	5,05	—	0,22	14,17	—

края в глубь Средне-Сибирского плоскогорья возрастают степень расчлененности древнего рельефа и абсолютные отметки современного залегания нерасчлененных нижнеплейстоценовых и предсамаровских отложений. Так, в долине р. Комсы они фиксируются на отметках около 100 м, в бассейне Нижней Тунгуски осадки досамаровских террас поднимаются до 320 м.

В бассейнах Фатъянских и Комсы глубина эрозионного вреза древней речной сети, исходя из максимальной высоты горных останцов, достигающих 380 м, не превышает 150—180 м, а далее в глубь плоскогорья, где высота гор повышается до 800—1000 м, возрастает в 1,5—2 раза.

Исходя из того, что морена максимального оледенения залегает в глубоких доледниковых депрессиях, а досамаровские отложения по мере движения в глубь плоскогорья залегают на все более высоких отметках, по-видимому, можно предполагать значительные тектонические движения не только в самом начале антропогена, но и непосредственно перед самаровским оледенением.

В течение среднего и верхнего плейстоцена воздымание Средне-Сибирского плоскогорья лучше всего устанавливается по глубине эрозионного вреза Нижней Тунгуски, который, по мнению, высказанному в 1954 г. Д. К. Зегебартом, в нижнем течении этой реки достигает 240—250 м. Этим геологом, по данным А. А. Макаровой и В. М. Кравцовой, выделяется целая лестница послесамаровских нижнетунгусских террас, самая высокая из которых фиксируется на абсолютной отметке 260—280 м. Далеко не все эти террасы выделены достаточно надежно, однако сам факт поднятия описываемой территории бесспорен. Так, в казанцевское время долина Нижней Тунгуски у западного края Средне-Сибирского плоскогорья располагалась уже на абсолютных отметках около 80—100 м, в каргинское — на 35—45 м, в сартанское 20—30 м и т. д.

Поднятия продолжались и в голоцене. Об этом свидетельствуют цокольная пойменная терраса, преобладание глубинной эрозии над боковой,

Местонахождение	Класс, мм	Минерало								
		Магнетит	Гидроксиды железа	Пижонит	Диопсид	Роговая обманка	Тремолит	Биотит	Хлорит	Мусковит
Правый берег Енисея:										
1. Северная окраина станка Зыряново	1 —0,1 0,1—0,01 <0,01	Следы Следы —	— — —	1,14 14,12 Следы	— — —	0,22 2,02 —	— — —	0,09 0,51 —	Следы — —	0,09 — —
	1 —0,1 0,1—0,01 <0,01	— 1,02 —	— — —	1,44 8,12 —	Следы — —	6,57 3,05 —	— — —	Следы 0,51 —	Следы — —	— — —
	>1 1 —0,1 0,1—0,01 <0,01	— Следы 2,37 —	— Следы — —	2,17 2,74 5,92 —	— Следы — —	— 0,48 4,74 —	— Следы — —	— — 0,53 —	— — — —	— — — —
2., 3,5 км южнее станка Бакланихи	3 —1 0,1—0,1 0,1—0,01	— — 0,17	— — —	— 0,55 7,49	— Следы —	— — —	— — —	— Следы 0,80	— — 5,32	— Следы Следы
3. Северная окраина станка Баиха	>1 0,1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — 1,54 —	— — — Следы	1,20 1,22 10,77 Следы	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —
Левый берег Енисея:										
1. Северная окраина станка Чулково	3 —1 1,0—0,1 0,1—0,01	— — —	— — —	— 2,48 —	— — —	— 0,83 10,0	— Следы Следы	Следы Следы Следы	— — —	— — —
2. Северная окраина станка Бородино	3 —0,1 1,0—0,1 0,1—0,01	— — —	10 — —	— 2,17 5,48	— — —	— 0,65 6,51	— Следы —	— Следы 0,45	— Следы —	— — —

невыработанные продольные профили рек, каньонообразные формы долин, грубый состав аллювия и т. д. (см. выше). Величина голоценового эрозионного вреза достигает, по-видимому, не менее 25—30 м.

Плейстоценовые дифференцированные движения проявились и в зоне Туруханской антиклинали. Оба ее блока испытали, вероятно, неравномерные по амплитуде перемещения вдоль субмеридиональных Вороновского, Приенисейских, Стрельногорского и других многочисленных разломов. В нижнеплейстоценовое время западный блок оказался приподнятым значительно выше восточного. Вследствие этого, в досамаровское время в пределах каждого из них выработался, согласно исследованиям (1955 г.) В. Г. Жукова, существенно различный рельеф. Речная сеть западнее Стрельногорского разлома была целиком подчинена субмеридио-

первой надпойменной террасы Енисея

гический состав, %

Полевой шпат	Кварц	Гранат	Турмалин	Эпидот	Циркон	Апатит	Рутил	Кальцит	Гидрослюда	Монтмориллонит	Бейделлит	Обломки пород
35,85 24,76 64,06	58,96 43,94 35,94	0,22 1,01 —	— — —	0,76 6,57 Следы	— — —	— Следы —	— Следы —	— — —	0,29 — —	0,58 1,01 Следы	— — —	1,80 6,06 —
17,96 18,17 35,00	73,88 50,56 45,0	0,28 Следы —	Следы Следы —	1,74 8,12 —	— — —	— Следы —	— — —	— — —	— 0,30 5,00	Следы 1,52 15,0	— Следы —	4,13 8,63 —
17,39 26,89 17,50 65,00	58,70 64,69 47,76 20,0	— 0,25 1,18 —	— — Следы —	Следы 2,11 9,48 —	— — — —	— Следы — —	— — Следы —	— — — —	— — — —	— 0,25 2,76 15,00	— — — —	21,74 2,59 — —
— 11,24 13,81	90,0 74,95 51,91	— 0,51 2,36	— Следы Следы	— 2,03 9,44	— — —	— Следы —	— — Следы	— — 2,67 4,80	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —
4,33 18,38 39,99 40,00	17,58 43,76 38,20 60,00	— — Следы —	— — — —	— — 3,08 —	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —	76,89 36,64 6,42 —
— 1,53 10,0	90,0 78,82 65,0	— 0,55 Следы	— — —	— 0,85 15,0	— Следы —	— — —	— — —	— — —	— 0,02 —	— — —	— — —	10,0 14,73 —
Следы 1,77 2,50	75 88,6 69,78	— 0,43 1,03	— — —	— 2,44 4,86	— Следы —	— — —	— — Следы	— 1,23 6,57	— — —	— — —	— — —	15,0 3,92 2,17

нальному направлению дизъюнктивных нарушений и простиранию коренных пород. Благодаря моноклиальному падению отдельных свит синения на запад на фоне поднятий в этом районе зарождается куэстовый рельеф.

Глубина эрозийного расчленения этого времени, судя по абсолютным отметкам гребней куэст от 140—160 и до 180—210 м и залеганию синхронных аллювиально-озерных и озерных отложений в ложбинах между ними на отметках 50—60, максимально 80 м, достигала, очевидно, не менее 100 м.

Восточнее, в пределах Енисей-Сухотунгусско-Нижнетунгусского междуречий при меньших амплитудах воздымания и более спокойном залегании коренных пород формируется холмисто-ложбинный рельеф.

Тем не менее и здесь досамаровские эрозионные депрессии в значительной степени приурочены к тектоническим нарушениям и структурам. Так, самая крупная и четко прослеживаемая в современном рельефе древняя долина, унаследованная субмеридиональным отрезком Сухой Тунгуски, простирается вдоль Вороновского разлома. Далее на северо-восток, к оз. Налимьюму и р. Бургухли, она проходит по установленному И. М. Фердманом в 1955 г. синклинальному прогибу в верхнепермских и нижнетриасовых породах.

Досамаровские аллювиальные отложения залегают в ее пределах на отметках 60—80 м (см. главу III).

Таким образом, в области Приенисейской предгорной равнины (зона Туруханской антиклинали) предсамаровские аллювиальные, аллювиально-озерные и лагунные отложения залегают на отметках от 20—45 (Нижняя Тунгуска) до 50—80 м, т. е. примерно на 130—150 м ниже современного гипсометрического положения синхронных осадков в бассейне р. Фатянихи (на окраине Сибирской платформы, где они встречаются на отметках 180—200 м). Одновозрастные породы в зоне Енисейской депрессии опущены до отметок минус 240 — минус 130 м.

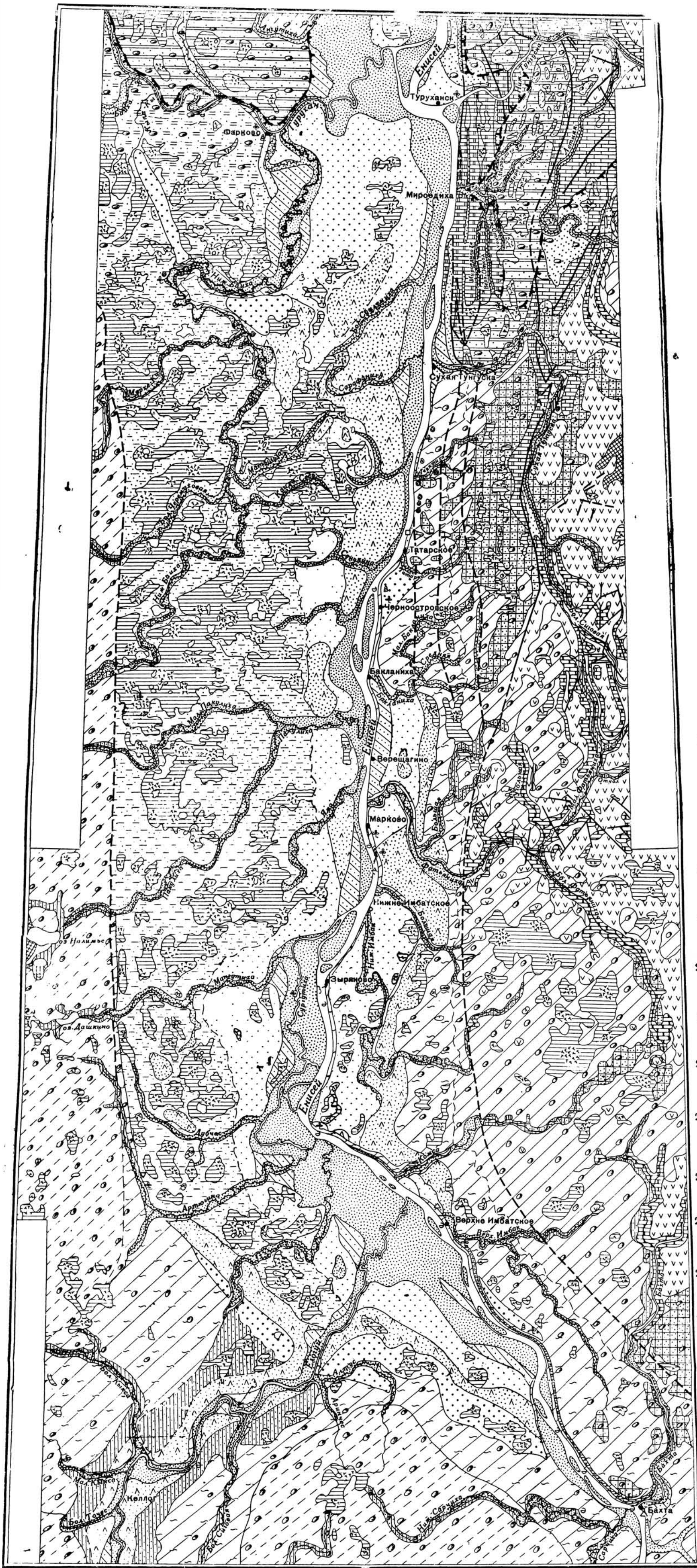
Все это вместе взятое не оставляет сомнения в дифференцированных глыбовых движениях в пределах указанных структурно-тектонических регионов и дает основание предполагать значительную тектоническую активность в предсамаровское время.

Во второй половине плейстоцена и особенно, по-видимому, в самом конце среднего и начале верхнего плейстоцена характер дифференцированных поднятий в зоне Туруханской антиклинали существенно изменяется. Наибольшие поднятия испытывает, вероятно, ее восточный блок. Это следует в первую очередь из сравнения высот современного рельефа. Так, абсолютные отметки в бассейне р. Мироедихи не превышают 200 м, а на Прилетненском участке, в бассейне р. Вороновки достигают 280 и даже 300 м.

Значительные по амплитуде дифференцированные движения, очевидно, по унаследованным разломам устанавливаются в пределах Сухотунгусской антиклинали. На это указывает современная ступенчатость Енисей-Сухотунгусского междуречья, особенно его енисейского склона, поднимающаяся к водораздельному (180—230 м) плато рядом террасовидных площадок с отметками наиболее крупных из них 80—100, 120—140, 140—160 м и т. д. Вдоль уступов, разделяющих эти ступени, на дневную поверхность из-под сплошного чехла четвертичных осадков выведены древние палеозойские породы. Они залегают со слабым моноклиальным падением на запад под углами в 2—3° (редко 6—8°). Поэтому локальные выходы их в виде вытянутых полос, приуроченных к абсолютным отметкам 40—60, 80—100, 180—200 м и т. д., по-видимому, имеют тектоническое происхождение.

Действительно, как сами уступы, так и связанные с ними обнажения коренных пород располагаются на одних линиях с возможными продолжениями к югу приенисейских разломов, установленных по Нижней Тунгуске и Мироедихе. Так, южное продолжение Стрельногогорского сброса, прослеженного в 1955 г. В. Л. Фишером и его сотрудниками вплоть до верховьев р. Девятихи, фиксируется по рекам Средней, Татарке и Бакланихе структурным уступом, разделяющим 80—100 и 120—140(160)-метровые ступени Енисей-Сухотунгусского междуречья и полосой выходов древнепалеозойских пород в интервале абсолютных отметок 80—100 м.

Помимо этого, вдоль отмеченных уступов намечаются нарушения нормального залегания четвертичных пород. Это выражается в резком изменении гипсометрического положения гляциально-морских и гляциаль-



- 1 lit
- 2 alC
- 3 alQ₂^{3a}
- 4 alQ₂^{3k}
- 5 glQ₂^{3z}
- 6 fglQ₂^{3z}
- 7 fgl+glQ₂^{3r}
- 8 a fgl+l
gl+al-fgl } Q₂^{3z}
- 9 alQ₂^{3kz}
- 10 lultmQ₂^{3kz}
- 11 alQ₂^{2t+s}
- 12 fglQ₂^{2t+s}
- 13 fgl-alQ₂^{2t+s}
- 14 gl-mQ₂^{2t+s}
- 15 al-lQ₂^{2m+bb}
- 16 glQ₂^{2sm}
- 17 glQ₂²
- 18 al-lQ₂¹⁻²
- 19 Mz
- 20 r
- 21 Pz₂
- 22 Pz₁
- 23 Sn
- 24
- 25
- 26
- 27
- 28
- 29
- 30
- 31
- 32
- 33

Фиг. 24. Геологическая карта бассейна нижнего и среднего течения р. Енисей между пос. Бахтой и пос. Туруханском.
Составил С. А. Архипов, 1957 г.

Голоцен: 1—озерно-болотные отложения междуречий (глины, илы, суглинки, торфяники); 2—аллювиальные отложения пойменных террас (пески, супеси, суглинки, глины).

Верхний плейстоцен. После-позднеледниковый горизонт Q₂^{3k+Sg}: 3—аллювиальные отложения I (сарганской) надпойменной террасы Енисей (пески и супеси, реже суглинки); 4—аллювиальные отложения II (каргинской) надпойменной террасы Енисей (пески, супеси и суглинки).

Зырянский горизонт Q₂^{3z}: 5—гляциальные отложения (сильно валунистые суглинки); 6—флювиогляциальные отложения (грубые пески, галечники); 7—нерасчлененные флювиогляциально-ледниковые осадки (пески и галечники с линзами валунов супесей); 8—перигляциальные осадки (а—разнозернистые пески, супеси и суглинки, б—переслаивание песков, супесей, суглинков и глин).

Казанцевский горизонт Q₂^{3kz}: 9—аллювиальные отложения III надпойменной террасы Енисей (пески, супеси и суглинки); 10—озерные и озерно-эстуарные осадки (слоистые суглинки и глины с растительными остатками).

Средний плейстоцен. Тазовско-санчуговский горизонт Q₂^{2t+s}: 11—аллювиальные осадки IV надпойменной террасы Енисей (пески, супеси и суглинки); 12—флювиогляциальные отложения (пески и галечники); 13—флювиогляциально-аллювиальные отложения (слоис-

тые пески и супеси); 14—гляциально-морские отложения (переслаивание суглинков, супесей, песков и глин в разной степени обогащенных обломочным материалом).

Мессовско-самбурский горизонт Q₂^{2m+so}: 15—аллювиальные и озерные осадки (пески, суглинки и глины).

Самаровский горизонт Q₂^{2m+so}: 16—гляциальные отложения (валуны суглинки); 17—нерасчлененные гляциальные отложения максимального оледенения (валуны суглинки и супеси с крупными линзами слоистых глин и песков в пределах доледниковых понижений рельефа); по западной окраине Средне-Сибирского плоскогорья; 18—нерасчлененные аллювиальные и аллювиально-озерные досамаровские и нижнеплейстоценовые отложения (пески и глины); 19—мезозой (пески, глины и песчаники); 20—траппы; 21—верхний палеозой: девон, карбон и пермь (песчаники, аргиллиты, алевролиты и т. д.); 22—нижний палеозой: кембрий, ордовик и силур (доломиты и известняки); 23—сибирская система (доломиты); 24—установленные и предполагаемые линии тектонических нарушений; 25—стратиграфические границы; 26—условные стратиграфические границы; 27—границы распространения зырянского оледенения;

Место находок морской фауны: 28—целых створок; 29—обломков раковин; 30—пресноводная фауна; 31—фауна млекопитающих; 32—неолитической керамики; 33—разрезы, содержащие четвертичную флору (пыльца, споры, карпоиды и диатомовые водоросли).

ных отложений тазовской стадии максимального оледенения при переходе от низких к более высоким ступеням Енисей-Сухотунгусского междуречья. В то же время в пределах отдельно взятой ступени (блока?) они залегают примерно на одном уровне. Кроме того, вдоль предполагаемых линий молодых нарушений наблюдаются деформации горизонтального залегания слоистых толщ среднего плейстоцена. Так, в районе устья ручья Безымянного (р. Татарка) гляциально-морские отложения тазовско-санчуговского возраста залегают под углом 15—25° с падением слоев на север-северо-восток.

Конечно не исключается, что эти деформации произошли в результате оползней еще в период осадконакопления этих пород. Но даже и в этом случае приуроченность оползней к тектоническому уступу указывает на проявление подвижек вдоль последнего.

Время возникновения этих нарушений, затрагивающих осадки тазовско-санчуговского горизонта, относится, вероятно, к самому концу среднего и началу верхнего плейстоцена.

О молодых дифференцированных движениях в зоне Туруханской антиклинали свидетельствуют особенности строения и изменения высотных отметок (35—45 м) нижнетунгусской террасы.

Западнее Приенисейского разлома эта терраса сложена очень мощной толщей аллювиальных отложений. Подошва аллювия опущена ниже уреза реки и фиксируется на отметке 0 м. Восточнее, вверх по р. Нижней Тунгуске, между Дурным и Известковым мысами эта терраса примерно такой же высоты (не выше 50 м) имеет значительно меньшую аллювиальную пачку, а абсолютные отметки ее поверхности несколько поднимаются с 45—50 до 70—80 м. Если в Туруханске мощность аллювия измеряется в 50—55 м, то здесь не больше 15—20 м. Кроме того, на этом отрезке наблюдается цоколь коренных пород высотой до 20—25 м.

О молодых подвижках вдоль разлома дают указания мощные конуса выноса Нижней Тунгуски, каковыми являются Туруханская терраса, соответствующая уровню второй надпойменной Енисейской террасы, и современный — на уровне поймы.

Такие же данные можно привести и для бассейна рек Комсы, Фатьянихи, но существование разломов в этом районе представляется условным, хотя и наблюдаются значительные изменения в мощностях и в литолого-фациальном составе четвертичных отложений, а также имеются определенные наблюдения по террасам этих речек. Тем не менее в этом районе отсутствуют буровые скважины, что заставляет говорить о разломах лишь предположительно.

Тенденция к поднятиям в зоне Туруханской структуры сохраняется и в течение верхнего плейстоцена. В долинах рек формируются две-три террасы, а эрозионный врез достигает нескольких десятков метров.

Современная характеристика речной сети, данная в предыдущих главах, не оставляет сомнения в продолжении поднятий и в голоцене (см. главу II).

Вполне синхронно только что описанным поднятиям западных отрогов Средне-Сибирского плоскогорья развивались дифференцированные движения и в смежной Приенисейской части Западно-Сибирской низменности. Тектоническая фаза на границе плиоцена и эоплейстоцена внесла существенные изменения в структурный план этого района. На месте относительно приподнятого восточного крыла мезозойской синеклизы (различные авторы называют ее Усть-Енисейской, Тазовско-Енисейской, Енисейской и т. п.) закладывается грабеноподобная и, видимо, весьма сложно построенная депрессия, выделенная нами под названием Енисейской в 1954—1955 гг. Последняя и в современном рельефе отчетливо намечается в виде обширной слабо расчлененной, изобилующей озерами и болотами

впадины, ограниченной с востока высокой (180—230 м) предгорной равниной, а с запада (160—250 м) Таз-Енисейским и Енисей-Дубческим междуречьями. Средняя высота самой впадины над уровнем моря не превышает 50—55 м и лишь к периферии увеличивается до 100—110 м. В сторону же ее центральных и восточных частей, занятых енисейской поймой, наблюдается снижение отметок до 20—30 м.

Чрезвычайно показательно, что сниженная полоса впадины, занятая современной долиной Енисея, отвечает наиболее погруженной части Енисейской депрессии. Подошва четвертичных отложений вкрыта здесь на абсолютных отметках минус 200 — минус 240 м. Повышение рельефа в пределах депрессии, особенно к ее периферии, сопровождается, как правило, сокращением мощности антропогена и, по-видимому, ступенчатыми поднятиями кровли дочетвертичных, мезозойских и палеозойских пород.

Таким образом, Енисейская депрессия вырисовывается в первом приближении в виде ступенчатого прогиба, ограниченного на востоке Туруханской антиклиналью и структурами краевой части Сибирской платформы, а на западе — предполагаемыми поднятиями Лобового материка и Келлог-Теульческого вала. Последние являются, вероятно, погребенным продолжением Енисейского кряжа, замыкающим депрессию в районе Подкаменной Тунгуски. За весь антропоген в ее пределах накопилась мощная толща отложений, судя по буровым скважинам, достигающая 250—260 м. Суммарный же стратиграфический разрез достигает, видимо, 300 и даже 400 м.

В период домаксимального оледенения отрицательные тектонические движения локализуются вдоль приенисейской субмеридиональной полосы разломов, в результате которых формируется наиболее погруженная грабеноподобная часть Енисейской депрессии. В ее пределах накапливаются грубообломочные песчано-галечниковые эоплейстоценовые отложения (что свидетельствует о синхронных поднятиях западной окраины Сибирской платформы), а затем осадки нижнеплейстоценовой и досамаровской трансгрессий, а также синхронные им лагунно-континентальные фации. Большая суммарная мощность отмеченных осадков, равная 120—135 м, свидетельствует о значительной продолжительности и амплитуде прогибания.

Во вторую половину плейстоцена прогибания распространяются на значительно большую площадь и захватывают всю современную зону Енисейской депрессии. Это обусловило на фоне общей тенденции к опусканию севера Западной Сибири новую послесамаровскую волну трансгрессий в мессовско-самбургское, санчуговское, казанцевское и, быть может, каргинское время. Существование выраженной в рельефе впадины способствовало в период зырянского оледенения образованию в ее пределах обширного перигляциального водоема. Суммарная мощность накопившихся в результате этих движений осадков достигает 150—180 м. Она, вероятно, примерно отвечает максимальной амплитуде прогибания в депрессии. Так, подошва казанцевских отложений в скважине у фактории Фарково вскрыта на глубине минус 50 м, а за ее пределами, в низовьях р. Нижней Тунгуски на отметках плюс 80—100 м.

Таким образом, опускания в пределах Енисейской депрессии происходили параллельно поднятиям в соседних регионах краевой части Сибирской платформы, Туруханской антиклинали и Лобового материка. В результате вдоль границ депрессии возникли висячие флювиогляциальные террасы (по склону Лобового материка и, по-видимому, в долинах рек Комсы, Фатьянхи и т. д.; см. выше), а также мощные конуса выноса р. Нижней Тунгуски, резко выдвинутые в долину Енисея.

Локальные движения в зоне Енисейской депрессии проявлялись и в голоцене. По-видимому, с ними связано образование озеровидных расши-

рений енисейской поймы, несколько повышенная мощность аллювиальной свиты, а также особенности ее строения и, наконец, признаки перегиба ее поверхности. На дифференцированный характер движений в голоцене — опускания в области Енисейской депрессии и поднятия в смежных с ней зонах — указывает отмеченные выше особенности строения современной гидросети и вещественный состав ее аллювиальных осадков, а также мощный современный конус выноса Нижней Тунгуски (см. главы II и III).

Зона Лобового материка и Келлог-Теульческого вала с точки зрения новейших тектонических движений изучена очень слабо. Она характеризуется высоким залеганием, по сравнению со смежной Енисейской депрессией мезозойских пород, поднимающихся до 80—100-метровых отметок. Мощность четвертичных пород варьирует в значительных пределах, но, видимо, не превышает 60—80 м, местами же сокращается до нескольких метров. По-видимому, эта зона была втянута в поднятия, начиная с эоплейстоцена, так как древнечетвертичные осадки в ее пределах как будто отсутствуют. По наблюдениям Ю. А. Лаврушина (устное сообщение), на поверхности Лобового материка преимущественным развитием пользуется самаровская морена. Санчуговский бассейн, вероятно, уже не заливал материк. По его восточному склону наблюдаются террасовидные площадки (береговые линии?) и перемычье самаровских валунных суглинков (устное сообщение З. В. Алешинской). Следовательно, уже ко второй половине плейстоцена здесь располагался возвышенный участок. В его пределах в период тазовского оледенения могли возникнуть снежно-фирновые поля, таяние которых и вызвало формирование лошин стока флювиогляциальных вод, обращенных в сторону Енисейской депрессии.

В зырянское время высоко приподнятый массив Лобового материка являлся существенной помехой для стока на запад вод подпруженного приледникового водоема.

Тектонические движения в описываемой зоне, располагающейся в полосе возможного погребенного продолжения на северо-запад структур Енисейского кряжа, предположительно носили линейно-вытянутый глыбовый характер. По удивительно прямолинейному уступу Лобового материка, обращенному в сторону Енисейской депрессии и, по-видимому, проходит региональный разлом. Об этом свидетельствуют имеющиеся (хотя и скудные) геолого-геоморфологические и геофизические данные (см. главы II и III), аналогия с восточным бортом Енисейской депрессии и некоторые литературные материалы.

Резюмируя описание региональных движений, остановимся на современном гипсометрическом залегании синхронных отложений в различных структурно-тектонических зонах. В таблице 46 приведены интересующие нас данные. Они свидетельствуют о том, что суммарное перемещение глыб относительно друг друга в смежных зонах Енисейской депрессии и западной окраины Сибирской платформы достигают, по-видимому, не менее 400—450 м, а по мере движения на северо-восток, вероятно, до 800—1000 м. В пользу этого говорит лестница все более высоких уровней Средне-Сибирского плоскогорья, достигающая в горах Путорана 1700 м.

С другой стороны, наибольшая разница современного высотного залегания разновозрастных пород отмечается для древнечетвертичных (нижнеплейстоценовых и предсамаровских) отложений и сильно уменьшается для молодых казанцевских и каргинских осадков. Вероятно, это может указывать на то, что в первую половину четвертичного периода были наиболее интенсивные вертикальные перемещения. В пользу этого свидетельствуют также приводившиеся выше данные о сильном доледниковом расчленении рельефа западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья.

Интенсивные глыбовые движения способствовали образованию (особенно вдоль унаследованных разломов) различного рода нарушений в толще четвертичных (антропогенных) пород. К ним относятся, в первую очередь, предполагаемые сбросы в районе факторий Фарково, Толстого Носа, Елогуйа и т. д.

Таблица 46

Возраст пород	Абсолютные отметки залегания синхронных пород			
	Енисейская депрессия	Зона Туруханской антиклинали	Краявая часть Сибирской платформы	
			280—350 м ступень Средне-Сибирского плоскогорья	400—700 м ступень Средне-Сибирского плоскогорья
Мезозой	В интервале минус 350—400 м —минус 100 м	Около 100 м (?)	200—220 м	На поверхности столовых гор с отметками 500—600 м
Эоглейстоцен—нижний плейстоцен и предсамаровские породы	В интервале минус 240—минус 130 м	50—80 м	180—200 м	310 (?) м
Казанцевские отложения	В интервале минус 70—0 м. По окраине депрессии—плюс 40—50 м	60—80 м	100—120 м	?
Каргинские осадки	От плюс 20—30 до плюс 45—50 м	45—50—55—65 м	60—80 м (?)	?

В районе фактории Фарково намечается локальное поднятие, устанавливаемое как по четвертичным, так, и мезозойским породам. Мощность антропогена не превышает здесь 40—55 м, а подошва залегает на отметке минус 40—50 м. Из разреза выпадают все досамаровские и казанцевские осадки, самаровская морена нацело эродирована, мощность тазовско-санчуговского горизонта сильно сокращена.

Соседняя скважина, расположенная всего в 0,5—0,6 км восточнее, вскрывает совершенно иной разрез. Мощность антропогена увеличивается до 265 м, а его подошва опускается до отметки минус 240 м. Толща досамаровских пород достигает 110 м, мессовско-самбургских — 50—60 м, казанцевских — до 50 м. Амплитуда перемещения четвертичных отложений не поддается точному определению, так как самаровская морена уничтожена и тазовско-санчуговский горизонт по восточному склону Фарковского поднятия сильно размыт. Тем не менее подошва самаровской морены фиксируется в скважине 9 на отметке минус 150 м, а в скважине 8 валунно-галечники, оставшиеся от перемытой морены, — минус 20—45 м.

В усть-елогуйских скважинах в мезозойских породах в зоне возможных нарушений отмечаются многочисленные зеркала скольжения, а четвертичные отложения, вероятно, испытали перемещения по вертикали в несколько десятков метров. Об отставании прогибания или даже слабых поднятиях района факторий Елогуй говорят резко сокращенный до 20—30 м разрез четвертичных отложений, сильный размыв самаровской морены и отсутствие более древних четвертичных осадков.

В соседнем грабеноподобном прогибе мощность осадков достигает 230—250 м. Подошва гляциально-морских отложений тазовско-санчуговского горизонта опущена до минус 20—30 м, в то время как у фактории Елогуй поднята до минус 10—0 м, а на правобережье Енисея (устье р.

Комсы) до плюс 20—30 м. Вероятные смещения испытала и самаровская морена.

Локальные поднятия в районе Толстого Носа можно предполагать необычно высокому для бассейна р. Нижней Баихи залеганию гляциально-морских тазовско-санчуговских пород, значительному сокращению их мощности и сильной последующей эрозии. В ядре хребта, в районе прорыва его Нижней Баихой, тазовско-санчуговские отложения вскрываются на отметках около 50—55 м. Они имеют незначительную мощность (0,5—1,5 м), сильно размыты и представлены местами галечником. Из-под них обнажается (25—28 м) пачка серых слоистых песков мессовско-самбургского времени. Перекрываются тазовско-санчуговские отложения 45—50-метровой толщиной разнородных с гравием и галькой песков прибрежно-морских, вероятно, дельтовых осадков регрессивной стадии санчуговского моря.

Вдоль юго-западного склона хребта Толстый Нос гляциально-морские суглинистые, с редкой галькой и гравием отложения с фауной *Portlandia arctica* Gray и многочисленными обломками (определения С. А. Троицкого) обнажаются как в право-, так и в левобережных ярах Нижней Баихи, но вдоль правого берега — на отметках 35—45 м, а вдоль левого — 25—30 м. На юго-запад от хребта вдоль р. Мерхе-Кы описанные породы постепенно погружаются ниже уреза рек.

По северо-восточному склону хребта в правобережных береговых ярах р. Нижней Баихи вскрывается разрез, аналогичный описанному для района прорыва. Примерно, на тех же отметках залегают здесь и гляциально-морские суглинистые осадки. Но уже на левом берегу реки и вдоль ее нижнего субмеридионального отрезка ниже фактории Толстый Нос, т. е. к северу-северо-востоку, отмеченные породы отсутствуют в естественных обнажениях. Они или полностью размыты, или опущены ниже уреза реки, на что косвенное указание дает скважина 9. В последнем случае вдоль хребта Толстый Нос можно предполагать дизъюнктивное нарушение типа сброса.

Все только что описанные нарушения захватывают тазовско-санчуговские породы. Они оказываются несколько приподнятыми в местах предполагаемых локальных поднятий и несколько опущены в соседних депрессиях. Здесь они перекрываются со следами размыва и вреза более молодыми казанцевскими отложениями.

В смежных приподнятых участках казанцевские осадки отсутствуют (скв. 9 и скв. 7, фиг. 11).

По-видимому, движения, вызвавшие эти нарушения, проявились на границе среднего и верхнего плейстоцена. В пользу этого предположения свидетельствуют и несомненно аномальные высоты останцев четвертой надпойменной террасы Енисея в районе Черноостровского яра и Толстого Носа, достигающие 80—100 м отметок.

Несомненны следы и более молодых локальных движений.

Важно отметить в этой связи различное современное гипсометрическое залегание подошвы аллювиальных свит, террас Енисея на его левом и правом берегах, изменения их мощностей, минералого-петрографического состава и т. п. (см. главы II и III).

По-видимому, эти явления в какой-то мере следует связывать с небольшими по амплитуде подвижками в конце верхнего плейстоцена (поздне-последниково-е время) и начале голоцена.

Итак, все вышеизложенное весьма убедительно свидетельствует о тектонической активности в антропогене. Вместе с тем, тектонические движения были осложнены, вероятно, в ледниковые века наложившимися на них эвстатическими и изостатическими колебаниями. Но количественная оценка последних не поддается точному определению. С наибольшим ос-

нованием можно предполагать изостатические перемещения суши в век максимального оледенения. Образование обширного самаровского ледникового покрова могло задержать или замедлить воздымание Средне-Сибирского плоскогорья и усилить опускание Приенисейской низменности.

Влияние эвстатического фактора также наиболее сильно должно было проявиться во время максимального оледенения. В пользу этого как будто свидетельствуют данные В. Н. Сакса (1953) о распространении максимальной морены на дне Карского моря до изобаты 200 м. Возможно, что с растаиванием самаровского ледника определенным образом связана и мессовско-самбургская трансгрессия.

Резкий размыв самаровской морены в районах распространения последней наталкивает на мысль, что повышение уровня моря могло начаться уже в конце оледенения. Море трансгрессировало на материк непосредственно вслед за ледяным барьером, способствуя его быстрому распаду, особенно в областях депрессий.

Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что приведенные рассуждения имеют гипотетический характер. Исследования В. Н. Сакса (1953) в Советской Арктике показали, что перемещения береговой линии Полярного бассейна далеко не всегда подчиняются закономерностям эвстатических и изостатических колебаний. Они могли накладываться друг на друга, взаимно компенсироваться и, наконец, полностью ликвидироваться синхронными тектоническими движениями дна океана и окраинных полярных морей. Нельзя объяснить исключительно эвстатическими и изостатическими причинами устойчивую тенденцию к прогибанию в среднем и верхнем плейстоцене Енисейской депрессии, низовьев Енисея, Таймырской депрессии и одновременное неуклонное воздымание западных отрогов Средне-Сибирского плоскогорья. Несомненно, что только тектонические движения могли вызывать обширные трансгрессии, отдельные волны которых приходятся как на межстадиальное (мессовско-самбургское) и межледниковое (казанцевское), так и ледниковое (санчуговско-тазовское) время. Более того, в тектоническом развитии описываемой территории намечаются определенные фазы усиленного проявления подвижек. Имеющиеся фактические материалы позволяют более или менее определенно отметить тектонические движения в конце плиоцена и начале антропогена (в досамаровское время), вероятно, на границе среднего и верхнего плейстоцена, плейстоцена и голоцена.

Исследования последних лет в пределах Западной Сибири (Нагорский, 1950, Мизеров, 1953, Николаев, 1957 и др.), Алтая (Шукина, 1953, 1958, Лунгерсгаузен и Раковец, 1957 и др.), Восточного Приуралья (Лунгерсгаузен, 1955 и др.), Витимского и Патомского нагорьев (С. Г. Мирчинк, 1957), Приморского края (Лебедева, 1957) и многие другие работы, перечислить которые не представляется возможным, показывают, что основные фазы тектонических движений четвертичного периода, по-видимому, имели региональное распространение и тяготели к строго определенным стратиграфическим рубежам.

Эти движения в зависимости от их амплитуды и знака создавали вполне определенные в каждом конкретном случае неотектонические структуры. По восточной окраине Западно-Сибирской низменности также намечаются зоны возможных неоструктур. Таковыми в рассматриваемом районе являются Енисейская впадина, по-видимому, открытая на север, и фиксирующаяся в виде низменной равнины, и поднятия, приуроченные к основным водоразделам рек Енисея, Дубчеса и Таза. В системе этих крупных структур, несомненно, имеются и более мелкие, второстепенные. Все эти возможные структуры, а также тектонические уступы, омоложенные разломы и т. д. в пределах исследованной территории ярко отражены

в ее общей орографии, конфигурации речной сети и особенно в строении четвертичного покрова.

Вместе с тем предполагаемые молодые структуры, несомненно, отражают в определенной степени природу древних, погребенных структур, что наиболее наглядно можно продемонстрировать в настоящий момент на примере Туруханского профиля, вдоль которого имеются как геофизические материалы, так и достаточно подробные данные о строении четвертичного покрова.

Согласно геофизическим исследованиям Л. Я. Проводникова (в 1951 г.), вдоль Туруханского профиля выделяется три структурных яруса: нижний, сложенный протерозойско-палеозойскими породами ($Prz + Pz$), средний, представленный однородной толщей мезозойских и пермо-карбоновых пород ($Mz + (P + C)$), и толща мезокайнозоя ($Mz + Kz$).

Палеозойско-протерозойские породы нижнего структурного яруса, обнажающиеся по Нижней Тунгуске выше Дурного мыса, резко погружаются в районе г. Туруханска. По кровле этих пород Л. Я. Проводников намечает здесь резкую депрессию с возможными разрывными нарушениями, которая находит свое отражение и в характере залегания более молодых структурных ярусов.

К западу, вдоль Турухана происходит погружение фундамента ($Prz + Pz$), но поверхность его испытывает волнообразные поднятия с амплитудой до 500—1000 м в 10—20 км западнее Туруханска и до 250 м в районе Фаркова. Далее к западу от фактории Усть-Баихи к р. Вымской намечается крупная депрессия с погружением протерозойско-палеозойских пород от 1500 до 2500 м.

Мезозойско-пермокарбоновый и мезокайнозойский структурные яруса унаследуют, хотя и в несколько сглаженном виде, все вышеотмеченные неровности фундамента.

Находят ли какое-нибудь отражение эти древние погребенные структуры в строении четвертичного покрова? Несомненно находят. Простое сравнение профилей Л. Я. Проводникова и нашего (см. фиг. 1), составленного для четвертичных отложений по данным бурения и естественным обнажениям, не оставляют никакого сомнения. Закономерная связь в строении четвертичного покрова с погребенными под ним структурами проявляется в изменении мощностей, пространственном размещении различных генетических типов четвертичных отложений, полноте стратиграфического разреза и т. д.

Все изложенное имеет принципиальное значение в перспективном планировании и непосредственном проведении геологических работ в Приенисейской Сибири.

ВЫВОДЫ

В последние годы изучение состава и строения древних доантропогенных пород рассматриваемой территории сталкивается с большими трудностями из-за мощного развития сплошного чехла четвертичных отложений. В связи с этим возникает огромной практической важности вопрос о том, можно ли на основе анализа четвертичных отложений и геоморфологии подойти к выяснению соотношений между структурами «коренных» пород и перекрывающими их антропогенными образованиями.

Ответ на этот вопрос можно получить путем выяснения закономерностей пространственного размещения, условий залегания, изменения мощностей и фациальных отличий в строении четвертичных отложений различных структурно-тектонических зон, а также в результате анализа связей современного рельефа с тектоникой, иными словами, путем изучения неотектоники. Однако, подобные исследования осложняются тем, что процессы четвертичного осадконакопления протекали в описываемом районе под влиянием как тектонических движений, так и климатических изменений. Поэтому прежде всего необходимо выяснить, какую роль играют оба эти фактора в стратиграфии четвертичных отложений.

Весь изложенный в настоящей работе материал показывает, что неотектонические движения оказали сильнейшее влияние на характер основных экзогенных процессов в пределах описываемой территории, подразделив ее на области преимущественной аккумуляции и денудации, способствовали оледенению воздымавшейся западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья, вызывали обширные трансгрессии в северных, прогибавшихся районах Западно-Сибирской низменности. Тем самым именно тектонические, а не климатические факторы определили образование единой терригенно-минералогической провинции на территории описываемого района, связанной со Средне-Сибирским плоскогорьем, как областью интенсивной денудации в четвертичном периоде. Поэтому высокое содержание продуктов разрушения траппов в четвертичных породах, а также определенные изменения во времени вещественного состава основных генетических типов отложений объясняется в первую очередь воздыманием плоскогорья, а не его оледенением. Определяющая роль тектонических движений в значительной степени маскируется тем влиянием, которое оказывал на осадконакопление в антропогене климатический фактор.

Неоднократные изменения палеоклимата на протяжении четвертичного периода также существенно повлияли на литолого-фациальный состав четвертичных отложений, обусловив появление и чередование в геологической колонке ледниковых и неледниковых отложений. Кроме того, в зависимости от амплитуды и продолжительности климатических колебаний изменялось пространственное размещение разновозрастных гляциальных комплексов, смещались границы оледенений и соотношения гляциальных и экстрагляциальных областей в пределах описываемой территории. Вме-

сте с тем нельзя не обратить внимания на несомненную связь и причинную зависимость изменений климата, помимо космических причин, от тектонических движений. Этот вывод вытекает из палеоботанических исследований (Матвеева, 1958, Коренева, 1957, Голубева, 1957), показывающих, что периоды значительного увлажнения климата совпадали с обширными трансгрессиями, имевшими тектоническую природу (Сакс, 1953).

В этой связи факт существования гляциально-морских отложений в Приенисейском районе приобретает особенно важное значение. Он показывает, что соотношения между трансгрессиями и оледенениями значительно сложнее, чем это представляется с позиции гляциально-эвстатической гипотезы (Яковлев, 1947). Поэтому корреляция морских и континентальных образований, по нашему мнению, в каждом конкретном случае должна строиться на признании и выяснении весьма сложных связей и взаимодействий существующих между неотектоникой, трансгрессиями, изменениями климата и развитием ледников. Такой подход и, в частности, вывод о синхронности тазовского оледенения и санчуговской трансгрессии имеет важное значение при создании унифицированной стратиграфической схемы четвертичных отложений Западной Сибири.

Климатический фактор внес хотя и существенные, но все же, по нашему мнению, лишь частные особенности в строение четвертичных толщ. Основные, качественные изменения литолого-фациального состава, мощностей и условий залегания, т. е. закономерностей пространственного размещения четвертичных пород, бесспорно, обусловлены тектоническими предпосылками. Это положение прекрасно иллюстрируется на примере описанной территории, в пределах которой климатические изменения охватывали одновременно весь район, но тем не менее строение четвертичного покрова весьма различно при переходе от одной структурно-тектонической зоны к другой.

Отсюда следует, что в основу стратиграфии четвертичного периода должны быть положены те же геологические закономерности и применяться те же методы, что и для более древних систем. С этой точки зрения основным критерием для стратиграфических подразделений и установления нижней границы антропогена должен быть принцип биостратиграфический, обоснованный В. И. Громовым (1948), применимость которого доказана в настоящий момент для Сибири рядом исследований (Равский, Алексеев и др., 1956, Алексеев, 1957, Матвеева, 1958, Вангенгейм, 1957 и др.). Чрезмерное, по нашему мнению, преувеличение роли палеоклиматического (вспомогательного) критерия и попытка теоретически обосновать замену им палеонтологического метода (Эпштейн, 1957) приводит к неправильному противопоставлению четвертичной—дочетвертичной геологии, что сильно затрудняет решение практически важной задачи по выяснению закономерных связей четвертичного покрова с погребенными структурами древних пород. Кроме того, практическое применение палеоклиматического принципа, как определяющего при стратиграфических подразделениях антропогена, затрудняется резкими разногласиями палеоботаников о характере растительности Западной Сибири в отдельные этапы четвертичной истории (М. П. Гричук, 1957, Панова, 1957, Никитин, 1940, Матвеева, 1958 и др.), а также недостаточной изученностью генетических типов четвертичных отложений. Последнее наглядно видно на примере спора вокруг происхождения валунных суглинков в области Енисей-Нижнетунгусского междуречья, а также отнесение к древней морене отложений лишь внешне напоминающих ледниковые образования, а по существу совершенно неясного генезиса. В связи с этим стратиграфические схемы, построенные на чередовании ледниковый и межледниковый (а в условиях повседневной практики это чередование устанавливается по литологическим и геоморфологическим наблюдениям без достаточного палеоботани-

гического обоснования), неизбежно принимают зачастую, как нам кажется, формальный и узко местный характер. Все это вместе взятое на примере исследованного района показывает, по нашему мнению, что палеоклиматический наряду с геоморфологическим, литолого-фациальным и т. д. методами может быть с успехом применен главным образом для выделения мелких стратиграфических единиц. Таковыми по существу и являются ледниковья, межледниковья, интерстадиалы и т. д.

Основные, крупные стратиграфические единицы — отделы, яруса — обязательные для ледниковых и внеледниковых областей, должны проводиться на основе палеонтологического метода в сочетании с общим историко-геологическим анализом (Громов, 1948, Краснов, 1957).

Стратиграфическая шкала, построенная таким образом, наилучшим способом обобщает, по нашему мнению, местные материалы и позволяет широко привлекать данные смежных районов (табл. 47).

Кроме того, основные стратиграфические рубежи — границы между плиоценом, плейстоценом и голоценом, а также между ярусами плейстоцена, особенно верхним и средним, — помимо палеонтологического подтверждения, получают и неотектоническое обоснование, как это обычно и делается в дочетвертичной геологии.

Так как мобильность земной коры находит свое достаточно четкое отражение в стратиграфии четвертичных отложений, то возникает возможность наметить определенную связь между строением четвертичного покрова, современным рельефом и погребенными древними структурами. Суммирование всех признаков четвертичных движений позволяет прийти к выводу, что тектоническое развитие в антропогене происходило, вероятнее всего, в основном по старому структурному плану. Связь соответствующих структурных форм с особенностями строения палеозойского фундамента объясняется, очевидно, тем, что древние структуры, как положительные, так и отрицательные, продолжают развиваться в процессе неравномерных колебательных движений вплоть до наших дней (фиг. 1, 2). Подводя общие итоги проделанной работы, нельзя не отметить целого ряда существенных пробелов, оправданием которых является недостаток фактических данных, касающихся древнейших, досамаровских отложений. Если основные подразделения на эоплейстоцен и нижний плейстоцен кажутся в какой-то степени обоснованными, то их более детальное расчленение и сопоставление в широком плане, например, с Европейской частью Союза, за отсутствием фактических материалов является задачей будущих исследований.

Не представляется возможным в настоящий момент определить четкое стратиграфическое положение границы неогена и антропогена. Этому препятствует в первую очередь полнейшее отсутствие фактических данных по плиоцену Приенисейского района. Достаточно условно отбивается граница нижнего и среднего плейстоцена. Решение этого вопроса, по-видимому, придет вместе с окончательным выяснением генезиса мореноподобных суглинков, принимаемых за древнюю морену.

Остаются недостаточно выясненными некоторые палеогеографические вопросы, связанные со спецификой тазовского и зырянского оледенений, характером и продолжительностью казанцевского межледниковья и т. д.

Первостепенной задачей будущих исследований является постановка региональных стратиграфических работ по изучению досамаровских отложений и увязке стратиграфии гляциальной области с внеледниковым районом бассейна Енисея. Эти работы должны быть обязательно совмещены с изучением основных генетических типов четвертичных отложений — аллювиальными и гляциальными образованиями. Первые шаги в этом направлении предприняты в настоящей работе. Продолжение ее позволит осветить ряд коренных вопросов, касающихся стратиграфии, палеогеографии и тектоники ранних этапов антропогена.

Система (период)	Отдел (эпоха)	Ярус (век)	Горизонт (время)	Приенисейская часть Западно-Сибирской низменности в бассейне среднего и нижнего течения Енисея	Западная окраина Средне-Сибирского плоскогорья в пределах Енисейско-Нижнетунгусско-Бахтинского междуречья	Стратиграфическая схема В. Н. Сакса			Временная стратиграфическая схема четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности С. Б. Шацкого				Стратиграфическая схема четвертичных отложений долины р. Енисея в пределах ледниковой зоны, по В. А. Зубакову												
						Возраст	Индекс	Бассейн Енисея Усть-Порт	Отделы	Яруса	Индексы	Горизонты, слои	Стратиграфические горизонты, соответствующие климатическим фазам	Индексы	Литолого-фациальные комплексы в пределах Енисейской депрессии										
Четвертичный (антропоген)	Голоцен		Q ₃	Осадки пойменных террас. Водораздельные торфяники		Современная эпоха	Q _{IV}	Пойменная терраса. Торфяники с 3 максимумами ели в г. Игарке	Современный	Современный	Q _{IV}	—	Послеледниковый	Q _{IV}	—										
	Плейстоцен	Верхний	Поздне-постледниковый Q ₂ ^{3 k+gr}	Начало формирования водораздельных торфяников. Осадки I надпойменных террас с остатками <i>Elerhas brumigenius</i> Blum Енисея, Нижней Тунгуски	Сартанское оледенение в горах Путорана	Сартанский век	Q _{III2} ²		Новочетвертичный	Сартанский	Q _{III2}	—	Каргинский	Q ₃ ⁵	2. Сартанские слои										
			Зырянский Q ₂ ^{3 z}	Осадки II надпойменных террас с остатками мамонта, северного оленя, овцебыка и т. д. р. Енисея, Тунгуски	Каргинский век	Q _{III2} ^k	25—40-метровая каргинская терраса	Зырянский			Q _{III1}	Казанцевский Зырянский			Зырянский ледниковый	Q ₃ ⁴	1. Каргинские слои								
			Казанцевский Q ₂ ^{3 kz}	Перигляциальные осадки с пресноводной фауной (р. Нижняя Баиха)	Зырянское оледенение	Q _{III2} ²	Морены на р. Сухой Дудинке Мергинальные озы у Караула Флювиогляциальные отложения на отм. 140—200										Казанцевский межледниковый	Q ₃ ^{3kz}	Зырянские слои Фарковские слои						
			Тазовско-санчуговский Q ₂ ^{2t+s}	Эстуарные, морские отложения с бореальной фауной. В долине Енисея аллювий III надпойменной террасы	60—80(100) м терраса Нижней Тунгуски, перекрытая зырянской мореной	Казанцевское время	Q _{III1} ^k			Морские отложения с бореальной и субарктической фауной									Енисейский ледниковый	Q ₃ ^{2e}	Казанцевские слои				
		Средний	Мессовско-самбуровский Q ₂ ^{2m+sb}	Прибрежно-морские отложения с арктической, аркто-бореальной и бореальной фауной (р. Турухан, р. Енисей). В долине Енисея аллювий IV надпойменной террасы	Флювиогляциальные террасы правобережных притоков Енисея.	Санчуговский век	Q _{III1}	Морские отложения с высокоарктической фауной	Среднечетвертичный	Тазовский	Q _{III2}	Тазовский Ширтинский	Самбургский межледниковый	Q ₃ ^{1sb}	Хахалевские слои. Мессовские слои										
			Самаровский Q ₂ ^{2sm}	Гляциально-морские отложения с высокоарктической фауной	Нерасчлененная толща моренных, валунных суглинков и супесей	Мессовский век	Q _{III1}	Аллювиальные пески с остатками древесины																	
			Туруханский Q ₂ ^{2tr}	В долине Енисея аллювиально-озерные осадки, замещающиеся к северу морскими отложениями с бореальной и аркто-бореальной фауной	Максимальное оледенение											Q _{II}	Моренные суглинки и пески								
			Нижний, нерасчлененный	Озерные, лагунные и предположительно морские отложения. В верхней части разреза с мореноподобными прослоями																		Аллювиальные, озерно-аллювиальные и лагунные отложения	Раннечетвертичная эпоха	Q _{I—II}	Верхний доледниковый комплекс Советской Арктики
				Эоплейстоцен		Преимущественно аллювиальные грубообломочные отложения																			
					Ярский						Q _I	Ярские и осиново-осиновые слои	Самаровский ледниковый	Q ₂ ^{2sm} Q ₂ ^{2tr}	Самаровские и ярцевские слои Турханские слои										
			Доледниковый														Q ₁ ^{1b}	Тобольский межледниковый	Q ₂ ^{1tb}	Тобольский горизонт	Пантелеевская свита				
	Переходный плейстоцен-четвертичный	N ₂ —Q ₁		Самаровские и ярцевские слои Турханские слои																					
						Свита завального яра																			
			Высокие террасы правобережья Енисея, придолинные поверхности Ангара																						

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев М. Н. Стратиграфия четвертичных отложений Вилюйской впадины. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению четвертичного периода. М., 1957.
- Алешинская З. В., Архипов С. А., Лаврушин Ю. А. Некоторые геолого-геоморфологические данные по пойменной террасе реки Енисея между устьями рек Бахта—Турухан. В кн.: Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. Изд. МГУ, 1959.
- Алявдин Ф. Я. Некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода севера Западно-Сибирской низменности. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению четвертичного периода. 1957.
- Амурский Г. Н., Дренов Н. В. О перестройке гидрографической сети в бассейне р. Бахты (северо-западная часть Средней Сибири). Изв. Акад. наук СССР, сер. географ., 1956, № 3.
- Архипов С. А. К стратиграфии четвертичных отложений Приенисейской части Западно-Сибирской низменности. Доклады Акад. наук СССР, 1957, 116, вып. 1.
- Архипов С. А. К вопросу о существовании гляциально-морских отложений в Приенисейском районе Западно-Сибирской низменности. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1959, № 1.
- Архипов С. А., Лаврушин Ю. А. Предварительная схема стратиграфии четвертичных отложений Приенисейского района между устьями рек Бахта — Н. Тунгуска. В кн.: Тезисы докладов Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Л., 1956.
- Архипов С. А., Лаврушин Ю. А. 1. К стратиграфии четвертичных отложений Приенисейского района между устьями рек Бахты и Турухан. В кн.: Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Л., 1957.
- Архипов С. А., Лаврушин Ю. А. 2. Работа секции стратиграфии четвертичных отложений Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Бюлл. Ком. по изуч. четвертич. периода 1957, № 22.
- Архипов С. А., Лаврушин Ю. А. Некоторые особенности строения бичевников бассейна среднего и нижнего течения Енисея. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, сер. геол., 1958, № 6.
- Архипов С. А., Зубаков В. А., Лаврушин Ю. А. О ледниково-водных отложениях в Приенисейской части Западно-Сибирской низменности. Доклады Акад. наук СССР, 1957, 112, вып. 1.
- Архипов С. А., Коренева Е. В., Лаврушин Ю. А. Стратиграфия четвертичных отложений Приенисейского района Западной Сибири. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Баженев И. К., Нагорский М. П. Геология района г. Красноярск. Мат. по геол. Красноярского края., 1937, № 1.
- Благовещенская М. Н. Следы оледенения в долине р. Н. Тунгуски и ее притоков. Мат. по геол. Сибирской платформы, 1955, вып. 7.
- Боголепов К. В. Новые данные о третичных отложениях Енисейского края. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1955, 30, вып. 1.
- Боч С. Г. Четвертичные отложения северо-западной части Западно-Сибирской низменности и вопросы их корреляции. В кн.: Тезисы докладов Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956.

- Вангенгейм Э. А. Основные этапы развития фауны четвертичных млекопитающих юга Восточной Сибири и ее стратиграфическое значение. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного междудомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Гаевская Н. С. Ред. Определитель фауны и флоры северных морей СССР. М., «Сов. наука», 1948.
- Голубева Л. В. Палеофитологическое обоснование стратиграфии четвертичных отложений северо-западной части Западно-Сибирской низменности. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного междудомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Городков Б. Н. Приледниковые ландшафты плейстоцена на севере Азии. Доклады Акад. Наук СССР, 1948, 61, № 3.
- Гричук М. П. Основные этапы развития растительности южной части Западно-Сибирской низменности и стратиграфическое расчленение четвертичных отложений. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного междудомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Гричук В. П., Гричук М. П. К вопросу о характеристике приледниковых ландшафтов северо-восточной Прибалтики. Вопросы географии, 1950, сб. 23.
- Гричук В. П., Заклинская Е. Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: Географгиз, 1948.
- Гричук В. П., Федорова Р. В. К вопросу о характеристике приледниковой растительности четвертичного периода на севере Азиатского материка. Изв. Акад. наук СССР, сер. геогр., 1956, № 2.
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит). Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1948, вып. 64, геол. сер. (№ 17).
- Громов В. И. Стратиграфическая граница третичного и антропогенного периодов. В кн.: Тезисы докладов Совещания по разработке унифицированной стратиграфической шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. Баку, 1955.
- Громов В. И. Стратиграфическая схема четвертичных отложений СССР и ее сопоставление с зарубежными схемами. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного междудомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Ермилов И. Я. Геологические исследования на Гыданском полуострове в 1927 г. Тр. Полярной комиссии, 1935, вып. 20.
- Земцов А. А. Тезисы докладов 7-ой научной конференции, посвященной 40-летию Великой Октябрьской социалистической революции. Томск, 1957, вып. 4.
- Зубаков В. А. 1. К вопросу о стратиграфии и характере ледниковых отложений долины среднего течения р. Енисея. Мат. по четверт. геол. и геоморфол. СССР, 1956, вып. 1.
- Зубаков В. А. 2. К стратиграфии четвертичных отложений Приенисейской части Западно-Сибирской низменности. В кн.: Тезисы докладов Междомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956.
- Зубаков В. А. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Приенисейской части Сибири. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного междудомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Ивановский Л. Н. Террасы долины Енисея от Енисейска до устья р. Б. Кас. Тр. Томск. гос. ун-в., 1954, 132.
- Казанский Ю. П. Геология мезо-кайнозойских отложений северо-восточной части Чулымо-Енисейской впадины. Диссертация на соиск. уч. степени канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1952.
- Косая слоистость и ее геологическая интерпретация. Сб. под ред. Ю. А. Жемчужникова. Тр. Всес. науч.-исслед. инст. мин. сырья, 1940, вып. 163.
- Краснов И. И. Современное состояние и дальнейшие задачи картирования и разработки стратиграфической номенклатуры четвертичных отложений в Советском Союзе. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного междудомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Кропоткин П. А. Отчет об Олекминско-Витимской экспедиции для отыскания скотопрогонного тракта из Нерчинского округа в Олекминский. Зап. Русск. геогр. общ. по общ. геогр., 1873, 3.
- Кушев Л. С. Геоморфология долины нижнего течения р. Н. Тунгуски. Тр. Инст. геоморфол., 1934, вып. 11.
- Лазуков Г. И., Соколова Н. С. Основные особенности палеогеографии бассейна Нижней Оби в четвертичном периоде. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного междудомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Лебедева Н. А. Стратиграфия неогеновых и четвертичных отложений, геоморфология и неотектоника западной части южного Приморья. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного междудомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.

- Ленгерсгаузен Г. Ф. Некоторые итоги аэрогеологических исследований в Западной Сибири (очерк новейших тектонических движений). Сов. геология, 1955, сб. 45.
- Ленгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. О границе третичной и четвертичной систем на Горном Алтае. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного междуведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Марков К. К. Очерки по географии четвертичного периода. М., Географгиз, 1955.
- Марков К. К. К истории природы Западно-Сибирской низменности в четвертичном периоде. В кн.: Академику В. Н. Сукачеву к 75-летию со дня рождения. М.—Л., 1956.
- Мизеров Б. В. Некоторые основные моменты кайнозойской истории Томского Приобья. В кн.: Вопросы геологии Западной Сибири. Томск, 1953. (Тр. Томск. гос. унив., т. 124, сер. геол.).
- Мизеров Б. В. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Западно-Сибирской низменности. В кн.: Тезисы докладов Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956.
- Мирчиник С. Г. К стратиграфии четвертичных отложений Ленского и Баргузинского золотосносных районов. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного междуведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Молчанов И. А. Следы древнего оледенения в Енисейском крае. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1926, 5, вып. 5.
- Моор Г. Г. К петрографии траппов низовьев р. Н. Тунгуски. Тр. Арктич. науч.-исслед. инст., 1939, 126.
- Моор Г. Г. О четвертичном оледенении северной части Сибирской платформы. Проблемы Арктики, 1945, № 5.
- Нагорский М. П. Материалы по геологии четвертичных отложений центральной части Красноярского района. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1937, вып. 5.
- Нагорский М. П. Материалы по геологии и полезным ископаемым приенисейской части Западно-Сибирской низменности. Мат. по геол. Красноярск. края, 1939, № 6.
- Нагорский М. П. 1. Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений кайнозой Обь-Чулымской впадины. Мат. по геол. Зап. Сибири, 1941, № 13 (55).
- Нагорский М. П. 2. Основные этапы четвертичной истории юго-востока Западно-Сибирской низменности. Вест. Зап.-Сиб. геол. упр., 1941, вып. 3.
- Никитин П. А. Четвертичные семенные флоры с берегов р. Оби. Мат. по геол. Зап. Сибири, 1940, № 12.
- Николаев В. А. Неотектоника Западно-Сибирской низменности. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного междуведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1948, № 5.
- Обручев С. В. Тунгусский бассейн, т. 1—2. Тр. Всес. геологоразвед. объедин., 1932, вып. 164.
- Панова Л. А. Палинологическая характеристика четвертичных отложений северной половины Западно-Сибирской низменности. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного междуведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Пирожков П. Л. К географическому познанию области, находящейся между Тазом и Енисеем. Землеведение, 1931, 33, вып. 1—2.
- Попов А. И. Некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода в Западной Сибири. Вопросы географии, 1949, сб. 12.
- Равский Э. И. О стратиграфии кайнозойских отложений юга Сибирской платформы (бассейн Ангара и некоторые сопредельные районы). В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного междуведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Равский Э. И., Алексеев М. Н., Чеботарева Н. С. Стратиграфия верхнетретичных и четвертичных отложений южной и восточной части Сибирской платформы (бассейны Ангара, Средней Лены и Вилюя). В кн.: Тезисы докладов Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956.
- Рагозин Л. А. Значение четвертичной геологии и неотектоники в изучении структур фундамента Западно-Сибирской низменности. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, 1953, № 19.
- Рагозин Л. А. О геоморфологических проявлениях тектонических структур на юго-востоке Западно-Сибирской низменности. В кн.: Труды Второго Всесоюзного географического общ., 1955.
- Сакс В. Н. О расчленении четвертичных отложений севера Сибири. Сов. геология, 1941, № 5.
- Сакс В. Н. Колебания уровня моря в устье Енисея в четвертичный период. Природа, 1947, № 5.
- Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Тр. Арктич. науч.-исслед. инст., 1948, вып. 201.

- Сакс В. Н. 1. Геологический очерк района города Игарки. Тр. Науч.-исслед. инст. геол. Арктики, 1951, 19.
- Сакс В. Н. 2. Четвертичные отложения северной части Западно-Сибирской низменности и Таймырской депрессии. Тр. Науч.-исслед. инст. геол. Арктики, 1951, 14.
- Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Тр. Науч.-исслед. инст. геол. Арктики, 1953, 77.
- Сергеев Е. М., Полякова С. С. и др. Особенности литологического состава и инженерно-строительных свойств четвертичных отложений нижнего течения долины р. Оби. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. Арктическ. науч.-исслед. инст., 1936, 43.
- Стрелков С. А. Стратиграфия четвертичных отложений северной части Западной Сибири и Таймырской низменности. В кн.: Тезисы докладов Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956.
- Тебеняков В. П., Гартман Д. С., Эйно О. Л. Геологическое строение и угленосность р. Н. Тунгуски от р. Северной до р. Чапкокто. Тр. Арктическ. науч.-исслед. инст., 1939, 126.
- Урванцев Н. Н. Четвертичное оледенение Таймырского края. Природа, 1930, № 4.
- Урванцев Н. Н. 1. Следы четвертичного оледенения центральной части Северной Сибири. Тр. Глав. геологоразвед. упр., 1931, вып. 113.
- Урванцев Н. Н. 2. Четвертичное оледенение Таймыра. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичн. периода, 1931, № 3.
- Урванцев Н. Н. Четвертичные отложения северо-западной части Сибирской платформы (Норильский район). В кн.: Тезисы докладов Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956.
- Фениксова В. В. Четвертичные отложения Колывано-Томской складчатой зоны и Колпашевской впадины. В кн.: Тезисы докладов Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956.
- Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерности строения и формирования аллювиальных свит. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1951, вып. 135, сер. геол. (№ 55).
- Шацкий С. Б. 1. Стратиграфия четвертичных отложений северо-востока Западно-Сибирской низменности. В кн.: Тезисы докладов Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956.
- Шацкий С. Б. 2. Стратиграфия четвертичных отложений северо-востока Западно-Сибирской низменности. Мат. Зап.-Сиб. ком. по изучению четвертичн. периода при Томск. ун-в., 1956, 133, вып. 1.
- Шацкий С. Б. Стратиграфия четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Шорохов Л. М., Попов В. С. и др. Каменноугольные и графитовые месторождения в низовьях Нижней Тунгуски. За индустриализацию Сов. Востока, 1933, № 3.
- Щукина Е. Н. Закономерности размещения и стратиграфия четвертичных отложений на территории Алтая. Тр. Геол. инст. Акад. наук СССР, 1959, вып. 26.
- Эдельштейн Я. С. Геологический очерк Западно-Сибирской низменности. Изв. Зап.-Сиб. отд. Русск. геол. общ., 1926, 5.
- Эпштейн С. В. К вопросу о сопоставлении стратиграфии четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон Западно-Сибирской низменности и Средне-Сибирского плоскогорья. В кн.: Тезисы докладов Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956.
- Эпштейн С. В. О принципах и методах стратиграфии четвертичных отложений. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Яковлев С. А. О морских трансгрессиях на севере Русской равнины. Бюлл. Ком. по изучению четвертичн. периода, 1947, № 9.

Рукописные материалы

- Альтер С. П., Алявдин Ф. А., Бойцов М. Н. и др. под редакцией О. В. Суздальского. Геологическое строение и рельеф бассейна р. Пур на севере Западно-Сибирской низменности, 1955.
- Белостоцкая И. Ф., Благовещенская М. Н., Тищенко Д. Н., Фердман И. М. под редакцией Г. Ф. Лунгерсгаузена. Материалы для геологической и геоморфологической карт западной окраины Сибирского плато масштаба 1 : 1 000 000. 1951.
- Бестужев А. И., Бестужева П. Н. и др. Комплексная геологическая и геоморфологическая съемка района хребта Хагды-Хихо. 1955.

- Волкова В. С., Матвеева А. Ф., Хорева В. Б. Геологическое строение и рельеф левобережья р. Енисей в бассейне рек Большой и Малой Хеты., 1957.
- Зубаков В. А. 1. Материалы по геоморфологии и четвертичным отложениям среднего и нижнего течения р. Енисей. (Отчет Енисейской геоморфологической партии за 1955 г.). 1956.
- Зубаков В. А. 2. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений долины Енисей (Информационный отчет Енисейской стратиграфической партии за 1956 г.) 1956.
- Куликов А. В. Отчет о геолого-съемочных работах четвертичных отложений в районе станции Алыкель-Тундра, 1952.
- Куликов Н. Н., Троицкий С. Л. и др. Геологическое строение и рельеф северо-восточной части Гыданского полуострова. Съемка масштаба 1 : 1 000 000. 1953.
- Куликов Н. Н., Ломаченков В. С., Троицкий С. Л., Семевский Д. В., Дегтяренко Ю. П., Дмитриев В. С. Геологическое строение и рельеф бассейна среднего и нижнего течения р. Агапы. 1955.
- Лебедев И. В., Мизеров Б. В., Шацкий С. Б. Материалы по геологии и полезным ископаемым листа Р—45, 1951.
- Маслов Г. Д., Пермьяков В. Н., Дураков С. А. Отчет о геолого-геоморфологических исследованиях в бассейнах рек Дудинки и Норильского Ергалака. 1953.
- Маслов Г. Д. Отчет о геологических исследованиях в бассейнах рек Фокиной и Убойной за 1943 г., 1953.
- Микучий С. П., Скрипко Л. С., Геология и полезные ископаемые бассейна рек Сухой Тунгуски и Фатьянихи, 1951.
- Нагорский М. П. Четвертичные отложения Центральной части Западно-Сибирской низменности. 1950.
- Никитин В. И., Макарова Т. Д. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые верхнего течения р. Фатьянихи. 1955.
- Сакс В. Н., Ронкина З. З. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины. 1957.
- Сердюк А. Н., Степанов Р. В., Жуков В. Г. и др. Комплексная геологическая и геоморфологическая съемка в бассейне нижнего течения р. Нижней Тунгуски и р. Мироедиhi, 1955.
- Степанов А. П., Богданова Н. Н., Брызгалова М. М., Застоин А. Н., Стулов А. Г. Комплексная геологическая и геоморфологическая съемка бассейна среднего течения р. Фатьянихи, 1955.
- Стрелков С. А. Новые данные о зырянском оледенении северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья, 1951.
- Фишер В. Л., Полякова Л. В. и др. Геологическое строение бассейна нижнего и среднего течения р. Сухой Тунгуски, 1955.
- Фердман И. М., Левитан М. М., Мартынова А. П. и др. Комплексная геологическая съемка бассейна нижнего течения р. Нижней Тунгуски, 1955.
- Шацкий С. Б., Лебедев И. В. Геологический очерк северо-восточной части Енисей-Тазовского междуречья, 1952.
- Шацкий С. Б. и др. Геологическое строение листа Q—44 и северной части листа Р—44, 1956.
- Щукина Е. Н. Геология отложений кайнозоя и геоморфология горного Алтая и его предгорий, 1953.
- Эпштейн С. В., Зубаков В. А. при участии Зданской Г. Г. Материалы по геоморфологии и четвертичным отложениям долины среднего течения р. Енисей, 1955.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	3
<i>Глава I.</i> Геолого-тектонические условия формирования рельефа и отложений атропогена	5
<i>Глава II.</i> Орогидрография с элементами геоморфологического районирования	11
<i>Глава III.</i> Стратиграфия	33
<i>Глава IV.</i> К минералого-петрографической характеристике основных генетических типов четвертичных (антропогеновых) отложений	128
<i>Глава V.</i> Неотектоника	151
Выводы	164
Литература	168

Станислав Анатольевич Архипов

**Стратиграфия четвертичных отложений,
вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна
среднего течения Енисея**

Труды Геологического института

выпуск 30

Утверждено к печати Геологическим институтом Академии наук СССР

Редактор издательства *Я. А. Галушко*. Технический редактор *Т. В. Полякова*

РИСО АН СССР № 18—23В. Сдано в набор 9/V 1959 г. Подписано к печати 28/XI 1959 г. Формат 70×108¹/₁₆

Печ. л. 10,75=14,75+3 вкл. Уч.-издат. л. 14,7+3 вкл. (1 уч.-изд. л.) Тираж 1600 экз. Т-11380

Изд. № 3692. Тип. зак. № 129

Цена 10 руб. 75 коп.

Издательство Академии наук СССР. Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21
3-я типография Изд-ва Академии наук СССР. Москва, Н.-Басманная, 23.

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
5	3 сн.	песчаники, алевритовые	песчаники алевритовые
18	21 св.	холмистый рельеф	выровненный рельеф
52,	12 св.	пыльцы пана	пыльцы Betula pана
55	14—13 сн.	клиновидное залегание	трансгрессивное залегание
57	2 сн.	по р. Турухану в устье	по р. Турухану, в устье
88	20 сн.	ГИН, 26	ГИН, 32
93	18 св.	• 7 Суглинок	mgI _Q ^{2t+S} 7 Суглинок
103	8 сн.	периляциальных	перигляциальных
112	28—29 св.	Бахта—Чумсово	Бахта—Чулково
137	16 сн.	глянцевых	гляциальных
152	30 сн.	Приенисейская	Праенисейская
161	4 сн.	антропоген	антропоген

Цена 10 р. 75 к.