

06. 1. 1. 2.

Аллювиальные
и озерно-аллювиальные
кайнозойские
отложения
среднего
Приобья



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Б. В. МИЗЕРОВ, С. И. ЧЕРНОУСОВ,
С. П. АБРАМОВ, С. С. СУХОРУКОВА,
М. Р. БОТАХ

7875 4507
21054 5787

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ И ОЗЕРНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СРЕДНЕГО ПРИБЬЯ

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук В. А. НИКОЛАЕВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» • СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК • 1974



ОГЛАВЛЕНИЕ

I. Введение	3
II. Краткие сведения о структурно-тектоническом и геолого-геоморфологическом положении района	7
III. Строение, фациальный состав, физико-механические свойства и условия формирования позднекайнозойских аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений	12
A. Палеоген-неогеновые отложения	14
Олигоценовые (?) озерно-аллювиальные отложения	14
Миоценовые (?) аллювиально-озерные отложения	19
Миоцен-плиоценовые (?) аллювиальные отложения	25
Физико-механические свойства олигоцен-миоценовых глинистых отложений	32
B. Четвертичные (антропогеновые) отложения	37
Нижнеплейстоценовые аллювиально-озерные отложения — Q ₁	37
Среднеплейстоценовые аллювиально-озерные отложения Q ₂	47
Физико-механические свойства глинистых отложений плейстоцена	86
B. Современные (голоценовые) аллювиальные отложения	101
Физико-механические свойства глинистых отложений поймы	125
IV. Основные особенности литологического состава озерно-аллювиальных и аллювиальных отложений	148
V. Основные этапы развития растительности в четвертичное время по данным спорово-пыльцевого анализа	157
VI. Физические свойства глинистых отложений Среднего Приобья как показатели генезиса и возраста	162
VII. Основные особенности строения и формирования аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений	186
Литература	203

Редактор А. В. Ронгинская
 Художественный редактор В. И. Шумаков
 Художник И. Е. Вяткин
 Технический редактор Е. М. Елистратова
 Корректор Р. С. Митяева

Сдано в набор 28 января 1970 г. Подписано к печати 25 марта 1971 г. МН03536. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. 13,25 печ. л., 18,5 усл.-печ. л., 17,8 уч.-изд. л. Тираж 750 экз. Цена 1 р. 79 к. Зак. 96

Издательство «Наука». Сибирское отделение. Новосибирск-99, Советская, 18.

Отпечатано в 4-й типографии издательства «Наука» с матриц, изготовленных в Саратовском полиграфкомбинате. Новосибирск-77, Станиславского, 25.

1. ВВЕДЕНИЕ

Разработка проблемы формирования современных и более древних аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений имеет большое значение для познания закономерностей континентального осадкообразования в четвертичном периоде, протекавшего в условиях обширных аккумулятивных равнин. В настоящей работе в историческом аспекте рассматриваются условия формирования позднекайнозойских отложений, развитых в бассейне среднего течения Оби, охватывающем значительную территорию Западно-Сибирской равнины.

Основной целью исследований было изучение фациального и вещественного состава аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений кайнозоя, вскрывающегося в естественных разрезах Среднего Приобья, и выявление общих закономерностей формирования аллювиальных отложений, особенностей их строения и фациального состава применительно к региону, непосредственно примыкающему к долине Оби.

Настоящая работа выполнена преимущественно на основе изучения естественных разрезов с использованием материала, полученного в результате бурения, и не претендует на исчерпывающее освещение всех затрагиваемых вопросов, так как носит рекогносцировочный характер.

Принимая во внимание, что озерные и озерно-аллювиальные отложения по сравнению с аллювием и по настоящий день наиболее слабо изучены и почти не освещены в литературе, авторы исследований значительную долю внимания уделяли исследованию фациально-литологических особенностей озерных и озерно-аллювиальных отложений.

В комплексе с другими методами (минералогическим, палеонтологическим) при исследовании глинистых отложений нами применялся грунтоведческий метод изучения, принятый в инженерной геологии.

Показатели свойств глинистых отложений (гранулометрический и солевой состав, пластичность, влажность, объемный вес и пористость) наиболее полно характеризуют физическую сущность породы. Количественная форма выражения результатов исследований грунтоведческого метода позволяет более убедительно проводить сравнение разновозрастных палеонтологически охарактеризованных и немых толщ глинистых пород.

Собранный нами фактический материал и предварительные обобщения его позволили рекомендовать инженерно-геологические методы для изучения четвертичных отложений, что нашло отражение в решении Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, принятом в 1964 г. в Новосибирске: «Совещание считает, что наряду с обычными литологическими методами в применении к четвертичным отложениям существенное значение приобретает изучение физико-технических свойств горных пород, дающее ценные дополнительные данные для суждения о происхождении и условиях диагенеза пород». В связи с этим совещание рекомендовало широкое внедрение в практику литолого-генетических исследований методик, разработанных в области инженерной геологии.

Во время экспедиционных работ 1959—1964 гг. было изучено 39 опорных разрезов олигоцен-плейстоценовых отложений и более 30 разрезов поймы. Всего пройдено 198 выработок, из них 69 шурфов и закопущ, специально заложенных в геоморфологически наиболее характерных участках поймы и надпойменных террас. Закопуши проводились до глубины 1,0—1,2 м, шурфы — до 2,0—6,0 м и скважины — до 20—25 м.

Геологическое строение поймы изучалось по естественным разрезам, расположенным вдоль русла реки, на участках, пересекающих долину поперек. Отдельные обнажения изучались на протяжении 2—3 км.

Предпочтение отдавалось участкам поймы, причлененным к склонам долины или террасам. Такие отрезки изучались на участках, расположенных у Новосибирска, с. Кожевниково — с. Киреевское, с. Усть-Чулым — с. Могочино, с. Усть-Нярга — с. Колпашево, с. Мизуркино — с. Каргасок, с. Карга — с. Усть-Тым, с. Усть-Тым — с. Вертикос и с. Вертикос — с. Прохоркино.

Используя результаты ранее проведенных исследований поймы Томского Приобья (Мизеров, 1950, 1953; Нагорский, 1949), авторы настоящей работы уделяли основное внимание изучению геоморфологических особенностей и фациального состава осадков поймы Нарымского Приобья. Следует отметить, что при выделении типов поймы и различных зон осадконакопления пойменной террасы были широко использованы материалы специальных геоморфологических исследований.

Последние проводились в период половодий, когда отчетливо видны особенности строения пойменной террасы, направления потоков паводковых вод, разливающихся по ее поверхности, а также характер расположения «остаточных водоемов» (вторичных водоемов), формирующихся в процессе последовательного спада вод. Эти наблюдения, проведенные от начала половодий до периода межени, позволили более полно восстановить обстановку осадконакопления в долине Оби.

При опробовании глинистых отложений, образцы отбирались методом режущего кольца непосредственно в выработке по горизонтальной плоскости пласта. Для получения достоверных результатов каждая разновидность отложений опробовалась в двадцатикратной повторности для определения объемного веса, объемного веса скелета породы и влажности и десятикратной — для определения показателей пластичности (верхнего, нижнего пределов и числа пластичности). Из этого же слоя отбирался монолит для механических испытаний. При изучении мощных глинистых разрезов такие серии образцов отбирались по вертикали в обнажении через 0,5—2,0 м.

В работе мы придерживались методики исследований, апробированных в практике лабораторий.

Гранулометрический анализ производился ситовым методом для песков, ареометрическим методом — для глинистых отложений. Подготовка проб грунта к анализу производилась полудисперсным способом по Васильеву и выражалась в растирании, замачивании и кипячении в дистиллированной воде с аммиаком и затем повторным растиранием резиновым пестиком.

В работе применена инженерно-геологическая классификация обломочных частиц, по которой частицы менее 0,005 мм относятся к глинистой фракции, частицы размером от 0,005 до 0,05 мм — к пылевой. Среди последней выделяется фракция крупной пыли 0,05—0,01 мм и фракция мелкой пыли — 0,01—0,005 мм. Частицы с размером более 0,05 мм отнесены к песчаной фракции. Для каждой разновидности отложений гранулометрический анализ производился в трех повторностях.

Изучение минералогического состава пылеватых фракций производилось в поляризационном микроскопе с применением метода иммерсии. Песчаные частицы анализировались под биноклем. Минералы глинистой фракции исследовались комплексом современных методов: термическим, рентгеновским и электронномикроскопическим в лабораториях ИГиГ СО АН СССР.

Определение состава обменных оснований и емкости обмена производилось по методу К. К. Гейдройца в лаборатории физико-химии грунтов НИИЖТа.

Значения рН суспензий определялось колориметрическим методом.

Показатели пластичности рассматривались следующим образом. Верхний предел (предел текучести) определялся методом балансирующего конуса А. М. Васильева, нижний предел (предел раскатывания) — методом раскатывания грунта в проволоку. Число пластичности определялось по разности между влажностями, соответствующими пределу текучести и пределу раскатывания. Среднее значение числа пластичности определялось по десяти индивидуальным определениям.

Анализируя взаимосвязь между показателями пластичности и содержанием глинистой фракции, мы пользовались показателем активности глинистой фракции (отношение числа пластичности к содержанию глинистой фракции) и показателем гидрофильности (отношение верхнего предела пластичности к содержанию глинистой фракции), предложенным В. А. Приклонским (1955) и А. Скемптоном (Skempton, 1953). Оба автора видят в этих показателях отражение минералогического состава глинистой фракции.*

Объемный вес определялся методом режущего кольца. При последующем высушивании образцов определялся объемный вес скелета породы и естественная влажность. Каждый из этих показателей определялся в двадцати повторностях.

Удельный вес определялся в воде с помощью пикнометра в трех повторностях.

Пористость, коэффициент пористости, степень водонасыщенности определялись по среднеарифметическим значениям прямых показателей. Сжимаемость глинистых пород исследовалась на компрессионных приборах типа КИ и ПК-40 завода «Буровая техника» до нагрузок 5—10 кг/см². По отношению модуля деформации образца с естественной структурой к модулю деформации пасты определялся показатель структурной прочности породы.

Испытания на сдвиг глинистых пород проводились на одноплоскостном сдвиговом приборе с нижней подвижной кареткой конструкции НИИЖТа, с помощью поперечного сечения образца 30 см² при нагрузках 0, 1, 2, 3, 4 кг/см² по схеме ускоренного сдвига т. е. без предварительного уплотнения образцов.

В работе предпринята попытка разрешения геологических вопросов на базе одновременного проведения литолого-стратиграфических и инженерно-геологических исследований, освещаются результаты исследований в области стратиграфии и литологии кайнозойских отложений Среднего Приобья с позиций изучения их физико-механических свойств и выяснения палеогеографических и геохимических условий формирования важнейших региональных горизонтов.

Освещая в различной степени эти вопросы и поднимая их на предмет

* А. Скемpton считает глины неактивными, если активность их меньше 0,75 нормальными — при активности от 0,75 до 1,25 и активными, если активность превышает 1,25.

обсуждения и дальнейших исследований, данная работа может служить материалом для планирования и постановки более детальных работ по данной проблеме, посвященной условиям образования четвертичных аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений и изучению других проблем четвертичного периода.

Авторы благодарны за помощь в настоящей работе В. П. Никитину, проанализировавшему комплексы семенных флор, М. П. Гричук, А. И. Стрижовой и Г. Ф. Букреевой, предоставившим палинологические материалы по ряду опорных обнажений Среднего Приобья.

В заключение нужно сказать, что эта работа, как первая в своем роде, естественно, не свободна от тех или других недостатков. Замечания по ней будут приняты авторами с благодарностью.

II. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОМ И ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ РАЙОНА

Район исследований, занимающий долину среднего течения Оби от г. Новосибирска до с. Александровского и ее придолинные участки (рис. 1), хорошо известный в литературе под названием Среднего Приобья, охватывает большую половину вледниковой зоны Западно-Сибирской низменности, представляющую собой древнюю и современную обширную аккумулятивную равнину. В пределах ее длительное время накопление осадков осуществлялось в условиях «покровной аккумуляции», или констрактивной фазы аллювиальной аккумуляции, по В. В. Ламакину (1948). По особенностям геологического и геоморфологического строения Среднее Приобье довольно отчетливо разделяется на два района — южный и северный. Южный район, ограниченный на юге примерно широтой г. Новосибирска, прослеживается на север до с. Могочино, расположенного вблизи устья р. Чулым, довольно крупного правого притока Оби. В литературе этот район известен под названием Томского Приобья. Для него характерно сравнительно неглубокое залегание палеозойских пород, принимающих участие в строении Колывань-Томской складчатой зоны (Коровин, 1954; Матвеевская, 1956). Значительная часть южного района расположена в области северо-западного погружения варисских структур Колывань-Томской складчатой зоны и одновременно в области сопряжения морских и континентальных отложений верхнемезозойского и нижнекайнозойского возраста, отличающихся весьма неустойчивым и невыдержанным фациальным составом. Наиболее полно палеозойские образования развиты в правобережной зоне Оби, к востоку от г. Новосибирска, где они поднимаются по отношению к меженному уровню реки на высоту 60—80 м. Довольно хорошие разрезы палеозойских отложений можно видеть непосредственно в районе г. Новосибирска, по правому берегу Ини, в районе ее устья, и затем по правому берегу Оби вдоль железнодорожной магистрали, идущей в Кузбасс, и автостреды Новосибирск — Академгородок. Здесь палеозойские образования, представленные глинистыми сланцами с прослоями алевролитов и известняков пачинской свиты франского яруса и песчаниками юргинской свиты фаменского яруса (Васютинская, 1959), собраны в довольно крутые складки общего северо-западного простирания. В складчатости принимают участие также и более молодые образования пермокарбонного возраста, выделенные в нижне- и верхнебалахонскую свиты. В этом районе и севернее г. Новосибирска палеозойские песчано-глинистые образования прослеживаются отдельными разрозненными обнажениями по правобережью Оби до с. Дубровино и пос. Ташара, где преимущественно развиты песчаники и алевролиты визейского возраста, охарактеризованные фауной брахиопод. Далее на север и северо-восток палеозойские образования вскрываются только скважинами и на дневной поверхности появляются лишь в долине р. Томи в районе г. Томска. К северо-западу от с. Дубровино на дневную поверхность выходят только прорывающие их интрузии, представленные нормальными биотит-мусковитовыми, иногда порфиroidными гранитами и адаметитами. На дневную поверх-

ность граниты выходят в районе г. Новосибирска в устье Ини, у верхне-пригородной пристани «Октябрьская», и ниже по течению Оби в районе пос. Вятский Камешок и у с. Батурино. К северо-западу палеозойские отложения резко погружаются и уже в 40 км к северу от с. Батурино, в районе с. Вороново структурный элювий глинистых сланцев палеозоя вскрыт на глубинах 190 м, а всего лишь в 60 км западнее (верхнее течение р. Шегарки) кора выветривания палеозойских отложений прослеживается уже на глубинах 1390—1410 м.

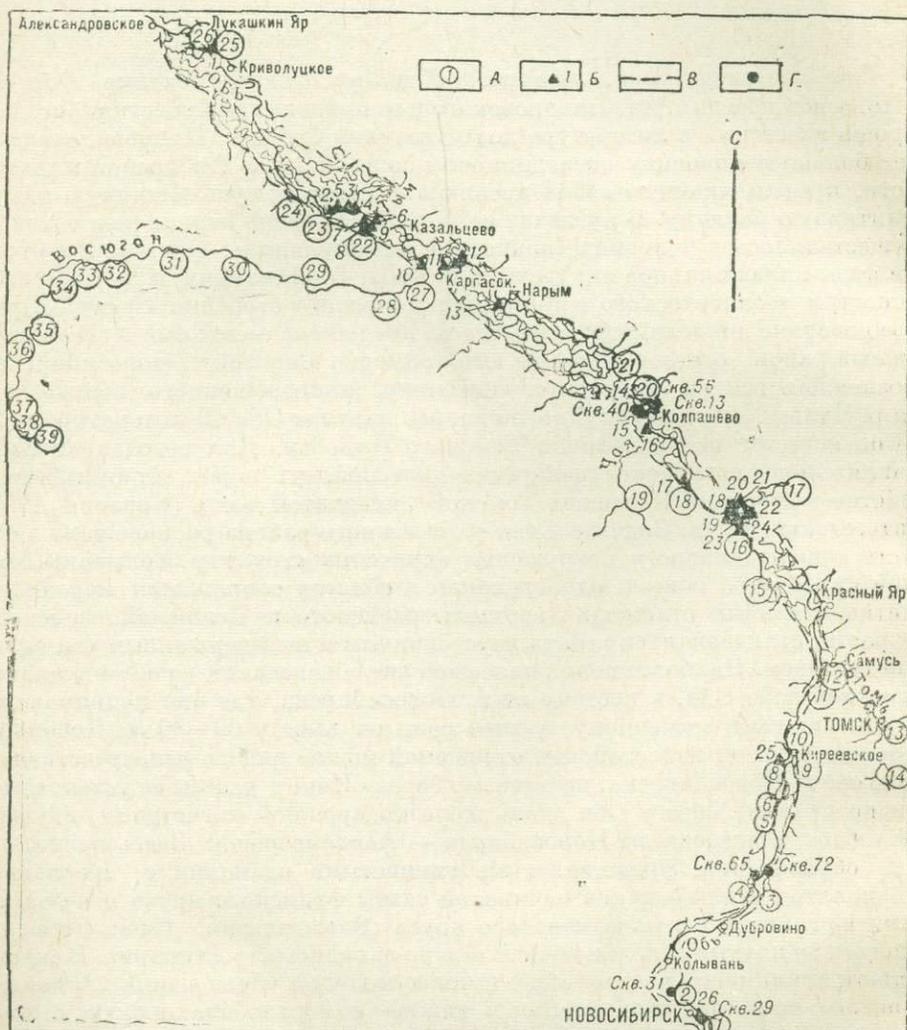


Рис. 1. Схема размещения опорных разрезов Среднего Приобья.

А. — основные изученные разрезы кайнозойских отложений: 1 — ст. Инская, 2 — Красный яр (Мочище), 3 — г. Камень, 4 — район с. Батурино, 5 — Вороновские яры, 6 — Красный яр (район с. Уртам), 7 — Заобский яр, 8 — Кожевниковская терраса, 9 — Киревский яр, 10 — Киревская терраса, 11 — район с. Поздняково, 12 — Козюлинский яр, 13 — Лагерный сад (г. Томск), 14 — район с. Ярское, 15 — с. Кривошеино, 16 — Амбарцевский яр, 17 — яр Золотухна, 18 — Коломинский яр, 19 — яр Подгорное, 20 — Колпашевская терраса, 21 — терраса Черный мыс, 22 — Каргинский яр, 23 — Висков яр, 24 — Чагин яр, 25 — терраса с. Мегинугольское, 26 — терраса Лукашкин яр, 27 — терраса с. Исаево, 28 — Большая гряда, 29 — Желтый яр, 30 — Шкарино, 31 — район с. Новая жизнь, 32 — с. Тевриз, 33 — Юмарный яр, 34 — Копев яр, 35 — Айполовский яр, 36 — район с. Новый Васюган, 37 — яр Солкина гора, 38 — Ершов яр, 39 — Огнев яр. Б — место изучения пойменных обнажений и его номер; В — контуры поймы Оби; Г — скважина и ее номер.

В соответствии с общим довольно резким погружением фундамента в значительных пределах и довольно резко меняется мощность залегающих на нем отложений мезозойской и кайнозойской групп и наблюдается отчетливое ее нарастание к западу в сторону центральных районов низменности. В сводном разрезе мезокайнозоя здесь наблюдается чередование морских фаций, более полно представленных несколько западнее долины Оби, и континентальных фаций, пользующихся широким распространением в южной полосе исследованного региона, расположенной по правобережью Оби. Континентальный этап осадконакопления начался формированием аллювиальных отложений атлымской свиты, залегающих на размытой поверхности прибрежно-морских и континентальных осадков чеганской свиты на глубинах 60—100 м. Выше лежат аллювиально-озерные образования новомихайловской и знаменской свит палеогена, пользующихся довольно широким распространением в Томском Приобье. Размытая кровля этих отложений, представленных в озерно-аллювиальных и аллювиальных фациях, непосредственно выходит на дневную поверхность и вскрывается в ряде естественных разрезов по берегам Оби и ее притоков. Вблизи г. Новосибирска серые глины с лигнитами и бурыми углями новомихайловской свиты лежат на породах палеозоя или на коре их выветривания, сохранившейся в отрицательных формах рельефа значительно расчлененного здесь палеозойского основания. Разрез дочетвертичных отложений Новосибирского района венчается пестро окрашенными желтоватыми, буроватыми, красно-бурыми и мраморовидными глинами неогена, залегающими обычно несколько ниже межженного уровня рек.

Поверхность дочетвертичных отложений в районе Томского Приобья сильно размыта, в связи с чем отложения четвертичной системы залегают на различных гипсометрических отметках, непосредственно перекрывая на востоке — в правобережной зоне Оби — палеозойские отложения. Четвертичные отложения здесь довольно отчетливо расчленяются на нижнеплейстоценовые, среднеплейстоценовые, верхнеплейстоценовые и современные, или голоценовые. Нижне- и среднеплейстоценовые отложения, а также покровные верхнеплейстоценовые образования принимают участие в строении современных водораздельных пространств. В сводном разрезе последних выделяются отложения нижнего плейстоцена, среди которых картируются преимущественно аллювиальные осадки доледникового горизонта (Q_{1dq}) и перекрывающие их озерные и озерно-аллювиальные образования древнеледникового (демянского) горизонта (Q_{1dm}). В составе среднего плейстоцена хорошо обособляются аллювиальные фации тобольского горизонта (Q_{2tb}) и залегающая выше сложно построенная серия осадков, отвечающая в целом эпохе максимального оледенения — самаровскому (Q_{2sm}), мессовско-ширтинскому (Q_{2sh}) и тазовскому (Q_{2tz}) подгоризонтам. Возраст перекрывающих их покровных образований, представленных супесями и суглинками лессовидного облика, на основании заключенной в них фауны крупных позвоночных верхнепалеолитического комплекса *Bison priscus deminutus* W. Grom. и *Equus caballus* L. с мамонтом позднего типа устанавливается как поздний плейстоцен. Аллювиальные осадки верхнего плейстоцена выполняют речные долины, принимая участие в строении террас.

Долина Оби на южном участке исследованного региона, охватывающем Томское Приобье, морфологически выражена довольно отчетливо. Ширина ее вблизи Новосибирска составляет всего 12—15 км. В этом районе она имеет отчетливое асимметричное строение, выдерживающееся в более северных районах Томского Приобья. Наиболее высокий ее правый борт возвышается над урезом воды на 100—160 км, а более пологий — ле-

вый — имеет превышение 65—80 м. Ниже по течению Оби ее долина постепенно расширяется, достигая у с. Вороново 30 км, а в приустьевой части Томи и Чулыма составляет 45—60 км. Здесь более крутым является левый борт долины Оби, в котором вскрывается ряд прекрасных разрезов четвертичных отложений. В строении южного участка долины Оби принимают участие четыре надпойменные террасы и пойма, имеющая несколько геоморфологических уровней с колебаниями высот от 2 до 4—6 м. Наиболее отчетливо морфологически выражены первые и вторые надпойменные террасы, соответственно имеющие высоту 8—12 и 18—25 м и среднюю мощность аллювия, отвечающую пределам 15—20 и 25—30 м. Более высокая третья надпойменная терраса морфологически выражена менее четко, местами ее поверхность постепенно сливается с поверхностью водораздела, местами же (более часто по правобережью Оби) можно видеть слабо выраженный уступ, отделяющий поверхность водораздельной аккумулятивной равнины от третьей надпойменной террасы. Высота ее в Томском Приобье в среднем составляет примерно 26—32 м. Обычно ее осадки покоятся на довольно высоком цоколе, сложенном чаще всего среднеплейстоценовыми отложениями. Наиболее древняя четвертая надпойменная терраса высотой около 40 м пользуется весьма ограниченным распространением и выделяется условно только в Новосибирском Приобье. Слагающие ее осадки в настоящее время изучены еще недостаточно полно, поэтому вопрос о их возрасте и взаимоотношении с более древними отложениями, и в частности с отложениями так называемых федосовской и краснодубровской свит (Мартынов, 1961, 1965), является дискуссионным и требует специальных исследований. Нам представляется, что четвертая надпойменная терраса является эрозионной. Следует отметить, что в Томском Приобье верхнеплейстоценовые и более древние четвертичные и частично дочетвертичные осадки отличаются сравнительно неустойчивым фаціальным составом. Одновременно они характеризуются весьма непостоянной и резко меняющейся мощностью, а террасовые отложения очень часто покоятся на довольно высоком цоколе, значительно поднимающемся выше межени.

Все отмеченные выше особенности геологического и геоморфологического строения рыхлых отложений Томского Приобья предопределены общим ходом новейших и более древних тектонических движений. В этой части исследованного региона при сохранении общей тенденции к поднятию они наиболее интенсивно проявились в пределах палеозойского обрамления — в зоне развития варисских структур Кольвань-Томской складчатой зоны (Коровин, 1945). И наоборот, по мере удаления от палеозойского обрамления, в пределах более северных райнов исследованного региона в общем плане развития тектонических движений, включая и новейший этап, сохранялась общая тенденция к опусканию, устойчиво поддерживающаяся на протяжении мезозойской и кайнозойской эр. Такая закономерность в общем ходе тектонических движений и структурном плане региона нашла соответствующее отражение и в особенностях геолого-геоморфологического строения северного района исследованной территории. Окаймляясь на юге примерно широтой Чулыма, он простирается к северу до границы максимального оледенения, охватывая так называемое Нарымское Приобье. Северный участок расположен в пределах довольно обширной депрессии, известной в литературе под названием Среднеобской впадины (Николаев, 1950). Он характеризуется весьма глубоким залеганием палеозойского фундамента (2 800—3 000 м) и наиболее полным разрезом залегающих выше мезокайнозойских отложений. В составе последних значительную роль играют морские фации. Континентальные осадки атлымской свиты, залегающие здесь на глубинах 100—150 м,

и перекрывающие их отложения новомихайловской и знаменской свит имеют по сравнению с южным участком значительно большую мощность. Кровля их обычно залегает ниже меженного уровня реки и появляется на дневной поверхности только в среднем и верхнем течении притоков Оби — в области развития молодых положительных структур. Нижне- и среднеплейстоценовые отложения, слагающие, так же как и в пределах южного участка, обширные водораздельные равнины, отличаются более устойчивым и выдержанным на значительных расстояниях фациальным составом, что говорит о более спокойной обстановке осадконакопления.

Верхнеплейстоценовые осадки в пределах Нарымского Приобья преимущественно принимают участие в строении обширных озерно-аллювиальных равнин, соответствующих высоким надпойменным террасам Томского Приобья. Кроме того, они слагают речные террасы более низких морфологических уровней — вторую и первую надпойменные террасы и пойму. Долина р. Оби на этом участке достигает колоссальной ширины, составляя у г. Колпашева и вблизи устья р. Тым 70—80 км, а у сел Нарым-Парабель превышает даже 100—110 км (по склонам, окаймляющим вторую надпойменную террасу). Река Обь здесь разветвляется на ряд протоков и образует массу островов, в связи с чем пойменная терраса имеет наибольшую ширину. Благодаря общей тенденции к опусканию, выдерживающейся в Нарымском Приобье в четвертичном периоде вплоть до современности, в этом районе существовали относительно спокойные условия осадконакопления. Их отражением явилось общее преобладание в составе плейстоценовых и голоценовых осадков фаций, свойственных аллювиально-озерным, озерным и озерно-болотным обстановкам, а также фаций типа пойменных разливов и обширных мелководий.

III. СТРОЕНИЕ, ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ, ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ И ОЗЕРНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Приступая к характеристике аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений исследуемого района, следует отметить, что их возраст еще недостаточно твердо обоснован и представления о нем к настоящему времени изменились в значительных пределах. Так, например, М. Я. Янишевский (1915) третичные отложения Лагерного сада у г. Томска считал миоценовыми, а В. А. Хахлов (1931), В. А. Николаев (1947) и П. А. Никитин (1949—1966) — олигоценовыми. Третичные отложения, вскрывающиеся у с. Киреевского на р. Оби и описанные впервые В. А. Хахловым (1949), были отнесены по изученным им отпечаткам листьев растений к олигоцену, а П. А. Никитин (1948) и М. П. Горбунов (1951) на основании изучения комплекса плодов и семян, заключенных в этих же отложениях, сделали заключение о их плиоценовом возрасте. Плиоценом ими были датированы серовато-сизые глины, вскрывающиеся у пос. Заобского и с. Вороново на Оби. Несколько позднее П. И. Дорофеев (1959, 1960, 1964), изучивший плоды и семена из этих же отложений, пришел к выводу о их миоценовом возрасте.

Работы, проведенные в последние годы, к сожалению, не дали в руки исследователей нового достаточно убедительного материала, на основании которого можно было бы более уверенно говорить о возрасте описываемых отложений. По-видимому, в дальнейшем представления о возрасте в значительной степени еще могут измениться. На основании этого характеристика третичных и четвертичных отложений в настоящей работе будет дана в хронологическом порядке по отдельным этапам осадконакопления, последовательность которых была намечена одним из авторов несколько ранее (Мизеров, 1950, 1953). В результате более поздних исследований (Горбунов, Баркалов, 1955; Нагорский, 1962) был получен довольно обширный дополнительный материал по геологическому строению исследованного нами региона, и особенно по Томскому Приобью. Полученные данные значительно расширили имеющиеся сведения о геологическом строении района, о фациальных особенностях и условиях формирования аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений Среднего Приобья и дали возможность более обоснованно подойти к их расчленению и литолого-фациальной характеристике.

При изучении аллювия как генетического типа осадочных континентальных образований мы основываемся на его фациальном расчленении.

Под фацией следует понимать парагенезис осадочных пород, соответствующий определенному типу физико-географической обстановки земной поверхности и характеризующий определенный ее участок (Шанцер, 1947). В основу классификации фаций, по мнению большинства исследователей (Шанцер, 1948, 1951; Хаин, 1950; Рухин, 1953; Абрамов, 1957), должно быть положено выделение фациальных комплексов и групп отложений, характеризующих физико-географическую обстановку различных участков земной поверхности. Такое понятие фации позволяет рас-

смагивать изучаемые отложения не только как сумму известных структурных, текстурных, гранулометрических, минералогических особенностей, а как продукт определенной физико-географической среды, породившей эти особенности по вполне закономерным сочетаниям (Хаин, 1950). По образному выражению В. Е. Хаина, понятие фация перекидывает мост между ископаемым осадком и обстановкой его накопления, между литологией и палеогеографией.

При выделении фаций мы впредь будем отдавать предпочтение физико-географической обстановке накопления осадка как понятию более широкому, определяющему характер осадконакопления и в конечном итоге — литологию осадка и его свойства, т. е. следовать от условий накопления осадка к самому осадку, от первичного к вторичному. Поэтому в названии фаций должна отобразиться геологическая обстановка накопления осадка, а не литология его.

Фашиально-литологическое изучение континентальных отложений кайнозоя в Среднем Приобье позволяет выделить несколько этапов осадконакопления. Каждому этапу осадконакопления соответствует формирование достаточно хорошо обособленного в литолого-фашиальном отношении комплекса осадков, весьма отчетливо выделяющегося в сводном разрезе изученных кайнозойских отложений Среднего Приобья. От перекрывающих и подстилающих осадков каждый комплекс отделяется перерывом в осадконакоплении, имеющим региональное распространение, в соответствии с чем эти перерывы могут быть классифицированы как межформационные.

Вместе с тем отложения, принимающие участие в строении каждого комплекса осадков, находятся в тесных парагенетических связях и характеризуются закономерными чертами строения, свойственными аллювиальным свитам (Шанцер, 1951, 1961). В основании их обычно залегают аллювиальные отложения, представленные более крупнозернистым материалом, свойственным фациям руслового типа. В верхней части каждого комплекса осадков, как правило, преобладает более тонкозернистый материал, принимающий участие в строении осадков различных фаций — пойменных, озерных, озерно-болотных или фаций половодного типа.

Смена осадков или фаций в каждом таком комплексе происходит постепенно (снизу вверх по разрезу), а наблюдающиеся мелкие перерывы, свойственные аллювиальному осадконакоплению, не имеют, естественно, регионального распространения и в общем понимании могут отвечать внутрiformационным.

Совершенно естественно, что объем каждого литологически обособленного комплекса осадков может быть различен. Очень часто (что особенно характерно для палеогеновой и неогеновой систем) он соответствует свите, или региональному горизонту принятой унифицированной схемы. Иногда же, особенно для четвертичной системы, выделенные нами комплексы охватывают один или несколько региональных горизонтов (свит) или же соответствуют аллювиальным свитам в понимании Е. В. Шанцера (1951, 1960).

В соответствии с этим мы чисто условно каждый литологически обособленный комплекс осадков с присущими ему закономерными чертами строения называем литокomплексом, хотя с равным правом, следуя терминологии Е. В. Шанцера, их можно было бы назвать свитами. В зависимости от преобладания тех или иных фаций мы называем литокomплексы аллювиальными (при господстве аллювиальных фаций), аллювиально-озерными (при преобладании аллювиальных фаций над озерными) или же озерно-аллювиальными (при преобладании озерных фаций над аллювиальными).

Отложения третичного возраста пользуются довольно широким распространением только в пределах Томского Приобья. Отдельными разрозненными выходами они прослеживаются в естественных разрезах по Оби от с. Вороново до с. Могочино, а также по Шегарке, левому притоку Оби ниже с. Федоровки, по Томи от устья до р. Киргизки и в бассейне нижнего течения Чулыма. Кровля палеоген-неогеновых отложений повсеместно подсекается скважинами, пробуренными в пределах Обь-Шегарского, Обь-Томского и Томь-Чулымского междуречий примерно на уровне межени, реже она вскрывается на более высоких гипсометрических отметках. В северном районе исследованного региона — в Нарымском Приобье — третичные отложения, как можно судить по скважинам, обычно лежат несколько ниже уреза воды и на дневную поверхность выходят только в среднем и верхнем течении притоков Оби (Кеть, Тым, Васюган).

Среди озерно-аллювиальных отложений этого возраста выделяется несколько самостоятельных литокомплексов, занимающих вполне определенное положение в разрезе и имеющих довольно широкое развитие.

Наиболее древние преимущественно палеогеновые отложения (?) объединены в козюлинский озерно-аллювиальный литокомплекс. Отложения, занимающие несколько более высокое положение в разрезе, описываются под названием киреевского аллювиально-озерного литокомплекса. Возраст слагающих его осадков предположительно датируется как миоцен (?). Вышележащую пачку типичного аллювия (таганская свита М. П. Нагорского, 1962) мы объединяем в таганский аллювиальный литокомплекс, которым заканчивается разрез третичных отложений Томского Приобья.

Олигоценые (?) озерно-аллювиальные отложения (козюлинский озерно-аллювиальный литокомплекс)

Отложения, объединенные в козюлинский озерно-аллювиальный литокомплекс, пользуются довольно широким распространением, хотя и появляются на дневной поверхности только в пределах южного района территории исследований. Они прослеживаются в нижнем и среднем течении Шегарки, по Томи ниже устья р. Киргизки и по Оби от с. Поздняково до с. Могочино. Восточнее последнего — в бассейне нижнего течения Чулыма они описаны И. А. Баркаловым (1958) и М. Г. Горбуновым (1954). Таким образом, площадь распространения отложений козюлинского литокомплекса, вскрывающихся на дневной поверхности всего лишь в нескольких разрезах, охватывает, как показывают данные имеющихся скважин, северную часть современного Обь-Шегарского и Обь-Томского междуречья, а также западную часть Томь-Чулымского междуречья. К северу от приустевой части Чулыма описываемые отложения заметно погружаются и прослеживаются скважинами на глубинах 30—50 м.

В основании осадков козюлинского литокомплекса залегают аллювиальные и озерно-аллювиальные хорошо отсортированные пески, вскрываемые скважинами на глубинах 100—120 м ниже уреза Оби. По текстурным особенностям, сортировке материала, характеру напластований и довольно крупной горизонтальной слоистости, особенно отчетливо выраженной в верхней части разреза песчаной серии осадков, можно предполагать, что последние формировались вначале в аллювиальной, а затем в более спокойной озерно-аллювиальной обстановке. Истинную мощность аллювиально-озерной пачки козюлинского литокомплекса в нас-

тоящее время определить довольно трудно, однако, как можно судить по имеющимся материалам, она колеблется в пределах 40—80 м. В районе с. Киреевского на Оби их мощность составляет 67 м, а в приустьевой части р. Киргизки на Томи не превышает 25—30 м.

Выше по разрезу мелкозернистые аллювиальные пески совершенно согласно, с постепенным переходом, сменяются типичными озерными и озерно-болотными отложениями, включающими прослой и линзы бурых углей. В типовых разрезах эти отложения представлены плотными зеленовато-серыми или голубовато-серыми глинами и суглинками, с большим количеством как мелких (детрит), так и крупных лигнитизированных растительных остатков. По всей толще на различном стратиграфическом уровне встречаются бурые угли, составляющие небольшие прослой и линзы, достигающие нескольких метров. Средняя мощность описываемых озерных и озерно-болотных отложений колеблется в пределах 50—90 м. Значительно сокращается она в восточном направлении, составляя вблизи г. Томска всего лишь 5—10 м. Залегая обычно на глубинах 50—90 м ниже современного уреза воды, отложения озерно-болотного генезиса выходят на дневную поверхность, как уже отмечалось, только в разрезах Томского Приобья.

Наиболее полно и хорошо изученное обнажение, в котором вскрываются отложения озерно-болотных фаций козюлинского литокомплекса, расположено в приустьевой части Томи несколько выше по течению реки от с. Козюлино. Вскрывающиеся здесь отложения, описанные нами ранее под названием козюлино-поздняковских слоев (Мизеров, 1950, 1953₂), прослеживаются в основании оползней, а в малую воду обнажаются непосредственно на бечевнике, образуя косу, далеко вдающуюся в р. Томь.

В основании видимой части разреза чуть выше межени залегают голубовато-серые, пятнами сизые, коричневатые, довольно плотные слюдистые глины с линзовидными прослоями ярко-зеленых глин мелкокомковатой текстуры, с прослоями и линзами ржавых суглинков, лигнита, бурого угля и серых слюдистых песков. Весьма характерно для описываемых отложений наличие лигнитизированной древесины, среди которой встречаются побеги *Taxodium dubium* (Sternb) Heer и различной формы конкреции сидерита, иногда с отпечатками листьев *Betula*, *Castanea*, *Quercus*, *Ulmus* и т. д. (определения М. П. Горбунова).

Впервые из этих отложений П. А. Никитиным была изучена семенная флора, в комплексе которой определены*: *Fungi*, *Salvinia cerebrata* P. A. N., *Salvinia* cf. *tuberculata* P. A. N., *Sequoia* sp., *Taxodium dubium* Heer, *Typha latissima* (A. Br.) R. et Ch., *Sparganium* sp., *Damasonium minimum* P. A. N., *Alismataceae* gen., *Najas* sp., *Gramineae* gen., *Dulichium vespiforme* C. et E. Reid, *Scirpus* sp., *Epipremnum cristatum* P. A. N., *Epipremnum ornatum* R. et Ch., *Spirematospermum wetzleri* Ch., *Betula* sp., *Brasenia* sp., *Fortunearia* sp., *Liriodendron tulipifera* L. var. *regulare* P. A. N., *Prunus* sp., *Vitis teutinica* A. Br. (?), *Hypericum septestum* P. A. N., *Hypericum* sp. 3, *Viola* sp., *Decodon gibbosus* E. M. Reid, *Decodon globosus* P. A. N., *Didicodarya menzelii* E. M. Reid (?), *Naumburgia* sp., *Perilla* sp., *Teucrium tatianae* P. A. N., *Carpolithus bilobatus* P. A. N.

Общий состав приведенной выше семенной флоры (из трех образцов — песок, бурый уголь и глина) позволил П. А. Никитину сделать заключение о ее одновозрастности и датировать нижним миоценом. Несколько позже из прослоев бурого угля М. Г. Горбуновым (1955, 1956) были собраны плоды (орехи), принадлежащие виду *Juglans tomiensis* Gorbunov.

* Авторы приводят только те списки флор, которые еще не были опубликованы.

Весь комплекс растительных остатков, изученных М. Г. Горбуновым из описываемых отложений, получил название козюлинской флоры, которую он считает миоценовой. Из этих же отложений П. И. Дорофеев (1959) определил семенную флору, содержащую 60 видов. Весь комплекс изученных растений П. И. Дорофеев считает типичным для арктотретичной флоры и делает вывод, что эта «буроугольная флора» по возрасту вполне сопоставима с любой олигоценовой флорой Казахстана.

Исследование минералогического состава показало, что среди песчаных частиц размером 0,25—0,01 м 99% принадлежат легкой фракции, представленной кварцем, полевыми шпатами, обломками кремнистых пород и мусковитом. Тяжелая фракция представлена минералами групп эпидота, роговой обманкой, очень много лейкоксена и ильменита. Форма зерен угловатая, полуугловатая (Березкина, 1958).

Совершенно аналогичные им в литолого-фациальном отношении отложения выходят на дневную поверхность в правом берегу Томи несколько ниже устья р. Киргизки, где были впервые описаны В. А. Хахловым и Л. А. Рагозиным. По материалу, доставленному Л. А. Рагозиным, а затем по нашим сборам (Мизеров, 1951) из растительной трухи, заключенной в толще серовато-сизых неясно слоистых глин, выступающих здесь из-под уреза воды, П. А. Никитиным были определены синхронные породе следующие остатки растений.

Azolla ventricosa P.A.N., *Salvinia* cf. *tuberculata* P.A.N., *Typha* cf. *latissima* (A. Br.) R. et Ch., *Potamogeton* sp., *Alisma* sp., *Caldesia proventitia* P. A. N., *Dulichium* cf. *spathaceum* Rich., *Epipremnum ornatum* R. et Ch., *Nuphar* sp., *Nymphaeaceae* genus sp., *Liriodendron tulipifera* L. var. *regulare* P. A. N., *Polanisia sibirica* P. A. N., *Aldrovanda* sp., *Rubus* sp., *Actinidia* sp., *Viola rimosa* P. A. N., *Decodon gibbosus* E. Reid., *Diclidocarya sibirica* P. A. N., *Naumburgia* sp., *Perilla* sp., *Teucrium tatianae* P. A. N., *Sambucus pulchella* C. et E. Reid., *Cuneula* sp., *Carpolithus bilobatus* P. A. N., *Carpolithus multinervis* P. A. N., *Carpolithus semiglobosus* P.A.N., *Carpolithus* sp. 1—16.

По-видимому, отложения этого же стратиграфического уровня обнаружены напротив с. Амбарцево в левом борту долины Оби у с. Поздняково, где наблюдается крайний южный выход отложений козюлинского комплекса. Несколько выше с. Поздняково в толще вскрывающихся здесь серовато-коричневатых глин и суглинков встречаются наиболее мощные линзы бурых углей, достигающие нескольких метров. А. А. Ларищев, изучивший доставленные ему образцы бурых углей, отмечает, что они несомненно моложе бурых углей, вскрывающихся в третичных отложениях Лагерного Сада у г. Томска, и делает вывод о их миоценовом возрасте. Из растительного детрита, собранного нами в толще этих глин, П. А. Никитиным был изучен комплекс семян и соцветующих им других растительных остатков, в составе которого определены: *Fungi*, *Salvinia* cf. *glabra* P. A. N., *Selaginella* cf., *mnioides* A. Br., *Sparganium* sp. sp., *Potamogeton* cf. *asiaticus* A. Benn., *Potamogeton natans* L., *Potamogeton* sp. 3 (exot.), *Caldesia proventitia* P. A. N., *Alismataceae* gen. (cf. *Alisma*), *Stratiotes* sp., *Cladium* sp., *Scirpus* cf. *lacustris* L., *Scirpus* cf. *szaferei* P. A. N., *Aracispermum canaliculatum* P. A. N., *Epipremnum cristatum* P. A. N., *Epipremnum ornatum* R. et Ch., *Morus* cf. *alba* L., *Morus tomica* P. A. N., *Laportea* sp., *Urticaceae* sp., *Brasenia tenuicostata* P. A. N., *Caratophyllum* sp., *Liriodendron aptera* C. et E. M. Reid., *Liriodendron tulifera* L., *Corydalis papillosus* P. A. N., *Polanisia graveonella* P. A. N., *Polanisia rugosa* E. Reid., *Polanisia sibirica* P. A. N., *Aldrovanda intermedia* R. et Ch., *Aldrovanda vesiculosa* Monti (var.), *Potentilla* sp., *Rubus idaeus* L. var., *Vitis teutonica* A. Br., *Hypericum septestum* P. A. N., *Viola canadensis* L., *De-*

codon gibbosus E. Reid, *Diclidocarya menzelii* E. Reid, *Aralia* sp., *Hartzia rosenkjaeri* (Hartz) P. A. N., *Menyanthes trifoliata* L., *Perilla* sp., *Scutellaria* sp. exot., *Teucrium tatianae* P. A. N., *Digitalis* sp., *Sambucus rosea* P. A. N., *Sambucus pulchella* C. et E. Reid, *Cuneula intermedia* P. A. N., *Cuneula kireevskiana* P. A. N., *Cuneula obtusata* P. A. N., *Fovelita rubiforme* P. A. N., *Carpolithus bilobatus* P. A. N., *Carpolithus* sp. sp.

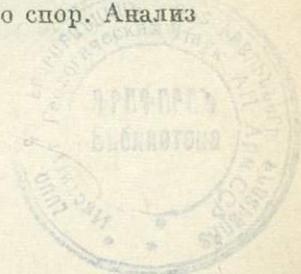
Комплекс этой флоры П. А. Никитин отнес к миоцену, так же как и приведенную нами флору приустьевой части р. Киргизки.

В последнее время В. П. Никитин (1967) провел анализ ископаемых семенных флор неогена и пришел к выводу о позднеолигоценовом возрасте флоры, собранной у с. Поздняково на Оби, и отнес ее к флоре тарско-важжанского типа. Этот тип флоры характерен, по его мнению, для абросимовского горизонта.

В литолого-минералогическом отношении охарактеризованные отложения из приведенных выше разрезов заметно отличаются от более древних аллювиальных и аллювиально-озерных образований третичного возраста, вскрывающихся под Лагерным Садам у г. Томска (Шумилова, 1936) и в районе д. Реженки на р. Киргизке (Мизеров, 1956₂).

Среди минералов крупной фракции с размером зерен $> 0,25$ мм преобладает кварц, составляющий 70%, на долю полевых шпатов приходится 15, а на долю слюд — 5%. Обломки пород составляют 7 и лимонит 3%. В мелкой фракции (менее 0,25 мм) среди легких минералов на долю кварца приходится 55—77%, полевых шпатов — 35—40%. Обломки пород составляют 6—8%, постоянно присутствуют в незначительном количестве слюды и хлорит. В тяжелой фракции характерно преобладание рудных (30—35%), эпидот-доизита (20—30%) и роговой обманки (10—16%). Отмечается сравнительно высокое содержание граната, встречающегося в пределах 9%, циркон составляет 1—2%. В пределах 1% встречаются турмалин, апатит, рутил, андалузит, сфен, ставролит, анатаз и другие минералы. Под микроскопом описываемые отложения представляют собой песчано-алевритистую, слюдисто-глинистую породу, с беспорядочной неориентированной текстурой. Основная масса на 80% состоит из слюдисто-глинистого материала, в который погружены отдельные песчаные и алевритовые зерна. Песчаные и крупноалевритовые зерна сложены в основном кварцем в виде неправильных остроугольных обломков часто с зазубренными краями. Очень много обломков растительного детрита, частью лигнитизированных, иногда встречаются округлые стебли растений, сохранившие по периферии клеточное строение. Присутствуют округлые агрегаты тонкозернистых карбонатов. Из рудных отмечены гидроокислы железа. Гранулометрический состав глин с. Поздняково представлен глинистой (15%), пылевой (45%) и песчаной (40%) фракциями. Крупнопесчаная фракция ($> 0,1$ мм) составляет 26%. По активности поздняковские глины относятся к неактивным. Число пластичности составляет 10,6 и пористость — 44,5%. По физическим свойствам глины с. Поздняково ближе к киреевским и вороновским глинам миоцена, чем к козюлинским олигоцена (см. табл. 1).

Летом 1962 г. в левом борту р. Оби против с. Амбарцево эрозия вскрыла новое местонахождение третичных отложений, изученное впервые В. В. Вдовиным и И. А. Кульковой (1966). Обнажающиеся здесь под оползнями на бечевнике серовато-сизые, зеленоватые и коричневатые-серые глины с линзами бурых углей и лигнитизированной древесины имеют несколько нарушенное залегание. Из этих отложений И. А. Кульковой определен сравнительно небогатый спорово-пыльцевой комплекс. Для него характерно преобладание покрытосеменных, составляющих 55—80%. Отмечается значительное содержание хвойных и небольшое количество спор. Анализ



всего комплекса растений позволил И. А. Кульковой высказать мысль о том, что поздний олигоцен является наиболее вероятным временем накопления описываемых отложений. Последние по ее данным наряду с отложениями у сел Поздняково и Козюлино (глины с *Juglans tomiensis*) занимают наиболее низкое положение в разрезе среди изученных ею третичных отложений Томского Приобья. Нами они также коррелируются с отложениями у с. Поздняково и приустьевой части р. Киргизки на р. Томи.

В левом борту р. Чулым у с. Золотушка, у уреза воды в реке, вскрываются плотные серовато-сизые и серовато-зеленоватые глины. Текстурные особенности их аналогичны отложениям у сел Амбарцево и Поздняково. Глина плотная, с большим количеством древесных остатков (сучьев, стволов). В нижней части глина песчанистая, на высоте 2,5 м и выше она становится горизонтальнослоистой. В верхней части ее слоистость подчеркивается прослоем коричневой глины, лигнита и светло-серого суглинка. Видимая мощность вскрываемой толщи 3,5—4,8 м. Кровля глин неровная, сильно ожелезненная. Минералогический анализ данных суглинков и глин, выполненный А. И. Зудиным (1964), показывает, что легкая фракция характеризуется высоким содержанием слюд и глинисто-слюдистых агрегатов. Преобладают слюды зеленые и бурые. Сохранность их хорошая. В небольшом количестве присутствуют кварц и полевые шпаты. Окатанность зерен слабая. Среди тяжелых минералов резко преобладают рудные, много граната, циркона, присутствуют эпидот, пирит и лимонит в виде зерен причудливых очертаний. Характер минералогического состава указывает на поступление материала из зоны метаморфизованных слюдистых сланцев и гнейсов, видимо, Томь-Кольванской складчатой зоны. Возраст этих глин на основании изучения плодов и семян определяется П. И. Дорофеевым в диапазоне от верхнего олигодена до среднего миоцена (Баркалов, 1958). И. А. Кулькова сопоставляет спорово-пыльцевые комплексы, выделенные из этих отложений, с комплексами из отложений сел Амбарцево, Козюлино и Поздняково и относит их к олигоцену (1964).

Отложения, вскрывающиеся в вышеприведенных разрезах, хорошо сопоставимы по комплексу всех своих литолого-фациальных особенностей, что позволяет объединить их в разновозрастный горизонт, занимающий наиболее высокое стратиграфическое положение в сводном разрезе козюлинского литокомплекса осадков. Возраст отложений этого горизонта, представленных озерными и озерно-болотными фациями, как можно судить по изложенному палеоботаническому материалу, в настоящее время окончательно еще не решен. Так, например, П. А. Никитиным (по сборам В. А. Хахлова) семенная флора, собранная в приустьевой части р. Киргизки, вначале была отнесена к олигоцену и сопоставлялась с флорой из Лагерного Сада (лагерносадская семенная флора П. А. Никитина), а впоследствии ее возраст был поднят П. А. Никитиным до миоцена (Мизеров, 1950). Миоценовыми же он считал флоры из глин у с. Козюлино, р. Шегарки и с. Поздняково, хотя последнюю позднее сопоставлял с изученными им плиоценовыми флорами, собранными в районе сел Киреевского и Вороново. Вывод о миоценовом возрасте козюлинской флоры был сделан также М. Г. Горбуновым, полагающим, что она относится к верхней части миоценовых отложений, вскрывающихся в Томском Приобье. Однако П. И. Дорофеев по материалам, доставленным ему М. Г. Горбуновым, отнес ее к олигоцену, как и флору из разреза у с. Золотушка, хотя и допускал, что возраст последней может быть повышен до миоцена. Достаточно определенно за олигоценовый возраст отложений упомянутых выше разрезов высказалась И. А. Кулькова, проанализировавшая имею-

щия у нее спорово-пыльцевые комплексы. И, наконец, в самое последнее время по материалам, доставленным В. А. Мартыновым (1965) из приведенных разрезов, К. А. Меркулова изучила спорово-пыльцевые комплексы. Анализ спор и пыльцы позволил ей также сделать вывод об олигоценовом возрасте охарактеризованных выше озерно-болотных отложений козюлинского комплекса.

Таким образом, наиболее правильным в настоящее время может считаться вывод об олигоценовом возрасте описываемых отложений козюлинского литокомплекса, который принимается нами.

Изложенное выше в сумме со всеми имеющимися материалами позволяет объединить охарактеризованные различные в фациальном отношении отложения в одну толщу (литокомплекс), в составе которой хорошо выделяется нижняя преимущественно озерно-аллювиальная пачка отложений, и верхняя, представленная озерно-болотными глинами и суглинками с лигнитами и бурями углями. Этой пачкой озерных осадков венчается разрез козюлинского озерно-аллювиального литокомплекса.

Несмотря на то, что возраст отложений этого комплекса еще окончательно не установлен, в настоящее время можно с более или менее твердой уверенностью говорить о том, что слагающие его осадки занимают вполне определенное и вместе с тем наиболее низкое стратиграфическое положение в сводном разрезе изученных нами кайнозойских отложений Томского Приобья.

Формирование охарактеризованных отложений козюлинского литокомплекса отвечает одному из наиболее ранних этапов осадконакопления рассматриваемого нами отрезка времени палеоген-неогеновой истории исследованного региона.

Миоценовые (?) аллювиально-озерные отложения Киреевский аллювиально-озерный литокомплекс

Несомненно, более высокое стратиграфическое положение в разрезе третичных отложений Томского Приобья занимают отложения, объединенные нами в киреевский аллювиально-озерный литокомплекс. Они соответствуют охарактеризованным ранее киреевским и вороновским слоям нижнего плиоцена (Мизеров, 1950). Описываемые отложения пользуются сравнительно ограниченным распространением и развиты преимущественно в пределах Обь-Томского междуречья. Вскрываясь в долине Оби между селами Киреевским и Вороново, они выполняют незначительную по размерам локальную структуру — так называемую таганскую депрессию. Отложения киреевского комплекса лежат на размывтой и значительно расчлененной поверхности озерно-болотных осадков козюлинского озерно-аллювиального литокомплекса и прослеживаются на различных гипсометрических отметках. Общая принципиальная и, как нам представляется, правильная схема взаимоотношения осадков козюлинского комплекса с аллювиально-озерными отложениями киреевского комплекса отражена на разрезе, приведенном М. Г. Горбуновым и И. А. Баркаловым (1955), обобщившими накопившийся к этому времени и полученный ими довольно большой фактический материал по третичным отложениям Томского Приобья.

Большую часть осадков киреевского комплекса слагают темно-серые достаточно хорошо промытые и отсортированные пески, приобретающие в отдельных разрезах то сизоватый, то зеленоватый оттенок. В нижней части разреза аллювиальной серии осадков пески становятся более крупнозернистыми, а в основании их почти повсеместно прослеживается пачка

грубозернистых гравелистых песков и галечников, отвечающая фациям базального горизонта аллювия (Горецкий, 1964). Мощность базального горизонта в понижениях рельефа достигает нескольких метров. В составе галечника резко преобладает галька кремнистых пород и кварца, в соответствии с чем эти галечники, пользующиеся широким распространением в Томском Приобье, получили название силицилитовых. Галька гранитов и других изверженных пород встречается значительно реже, а метаморфических составляет почти исключение.

В верхней части аллювиальной пачки пески становятся более мелкозернистыми, характеризуются более спокойной и правильной слоистостью озерного типа и включают прослойки глин и суглинков, обычно темного серовато-сизого цвета с различными оттенками последнего. По всей толще рассеяны обломки стеблей, веток и стволов лигнитизированной древесины, повсеместно также наблюдаются прослойки и линзы фитодетрита.

Общая мощность пачки, составляя в среднем 20—40 м, заметно увеличивается в районах, отвечающих наиболее глубоким врезам (примерно до 60 м). Выше по разрезу описываемые аллювиальные отложения сменяются довольно плотными слоистыми серовато-сизыми глинами и суглинками озерных фаций, верхняя часть которых прослеживается над урезом воды, поднимаясь на 4—10 м. Наиболее полный и достаточно хорошо изученный разрез видовой части озерных фаций можно наблюдать в районе с. Киреевского, где слагающие их осадки вскрываются в основании высокого правого борта долины р. Оби. Отложения киреевского литокомплекса прослеживаются здесь вверх по реке примерно от паромной переправы, расположенной в 1,5 км выше села, до устья р. Шайтанки. На этом участке, на расстоянии около 2 км, поднимаясь в малую воду на 4—6 м над урезом воды, выходят серовато-сизые глины. В отдельных разрезах они приобретают то голубоватый, то зеленоватый (значительно реже), то коричневатый оттенок. В глинах наблюдается отчетливая слоистость, обусловленная присыпками и прослойками серовато-сизых или желтых обычно обохренных песков, невыдержанных по простираанию и по мощности (нескольких сантиметров), что свидетельствует о наличии течений, хотя и очень слабых, но быстро изменявшихся по направлению и скорости. Глины насыщены мелкими растительными остатками, дающими, как правило, небольшие быстро выклинивающиеся линзочки. По всей толще встречаются более крупные растительные остатки в виде стеблей, обломков стволов и веток лигнитизированной древесины. Характерно наличие крупных светло-серых стяжений и конкреций сидерита, имеющих различную форму и очень часто встречающихся в виде небольших пластобразно залегающих плит, на поверхности которых нередко наблюдаются отпечатки листьев растений. Плохо сохранившиеся фрагменты листовых пластин повсеместно встречаются и в глинах. Не менее характерно наличие гальки и мелких валунов кремнистых пород и гранитов, обычно не превышающих 2—10 см. Впервые из этих отложений — глин, залегающих ниже уреза воды, В. А. Хахловым (1949) была собрана листовая флора, анализ которой позволил сделать вывод о том, что она является более древней, чем известная в то время тарская флора, и дал возможность сопоставить киреевские глины с верхнеолигоценными или миоценовыми отложениями Западной Сибири. По нашим сборам (1947), а также сборам М. Г. Горбунова (1947) и П. А. Никитина (1949) последним из глин, залегающих несколько выше уреза воды (1—2 м), была определена семенная флора, содержащая более 60 видов растений. Общий облик ее позволил П. А. Никитину датировать возраст включающих ее отложений плиоценом. Комплекс растительных остатков из этих отложений, позднее изученный М. Г. Горбуновым (1951), позволял ему также сделать вывод о

их плиоценовом возрасте. Выше по разрезу глинистая пачка заметно «опесчанивается». В глинах увеличиваются количество и мощность (до 5—10 см) прослоев сероватых и желтоватых обохренных песков, а по плоскостям наслоения очень часто наблюдается довольно твердая корочка окисных соединений железа и реже — натёки сидерита. Конкреции последнего, а также известково-мергелистые конкреции встречаются здесь повсеместно. Общая мощность этой пачки отложений, залегающих (с галечником в основании) в верхней части озерных глин у с. Киреевское, составляет примерно 3—4 м. На них в этом разрезе (на высоте 8—10 м) со следами резкого размыва залегают хорошо литологически обособляющиеся третичные пески аллювиальных фаций таганского литокомплекса осадков. Для описываемых киреевских слоев (Мизеров, 1950), так же как и для подстилающих их отложений козюлинского литокомплекса, характерна примерно такая же минералогическая ассоциация и аналогичное соотношение основных пороодообразующих минералов — группы рудных (27—30%), эпидота (40—47%) и роговой обманки (15—17%). От более древних отложений они отличаются несколько иным обликом минералов, заметно повышенным содержанием минералов из группы эпидота, примерно на 15% пониженным содержанием граната и постоянным присутствием тремолита и анатаза. Содержание других постоянно присутствующих минералов тяжелой фракции — циркона, апатита, турмалина, дистена, рутила, сфена, андалузита, ставролита — колеблется в пределах 1%, а остальные минералы встречаются спорадически. В легкой фракции наблюдается несколько пониженное содержание кварца — 45—52%, повышенное содержание полевых шпатов, составляющих 42—46%, и обломков пород — 7%. В незначительном количестве присутствуют слюды.

Отложения, синхронные верхней части киреевских глин (пачка переслаивания песков и глин), вскрываются выше по течению Оби в ее правом борту около пос. Заобского, расположенного между селами Кожевниково и Уртам. В этом обнажении третичных отложений, уже известном в литературе (Никитин, 1948; Горбунов, 1955, 1959; Якубовская, 1957), вскрывались ранее на бечевнике, совершенно замытом в настоящее время, плотные серовато-сизые и коричневатые глины. В этих глинах, так же как и в районе с. Киреевское, наблюдается мелкая рассеянная галька кремнистых пород, известково-мергелистые конкреции и конкреции сидерита с плохо сохранившимися отпечатками листьев растений, обломки стволов и стеблей лигнитизированной древесины и линзы фитодетрита, переполненные более крупными растительными остатками. Иногда встречаются мелкие друзы гипса и конкреции пирита (Нагорский, 1949). Из описываемых глин, выступающих из-под уреза воды на высоту около 2 м, по нашим сборам и сборам М. Г. Горбунова, П. А. Никитиным (1948) была определена довольно богатая семенная флора, содержащая свыше ста видов растений, на основании которых был сделан вывод о ее плиоценовом возрасте. М. Г. Горбунов (1955, 1957, 1959), изучавший эти отложения на протяжении нескольких лет, собрал в них шишки, принадлежащие *Sequoia langsdorffii* (Brongn.) Heer, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki и уникальной сохранности плоды яблони вида *Malus obensis* Gorbunov, найденные совместно с эндокарпиями *Juglans cinerea* L. *fossilis* Bronn.

Весь комплекс растений, среди которых из древесных по отпечаткам листьев определены *Betula*, *Castanea*, *Quercus*, *Ulmus*, позволил М. Г. Горбунову, совместно с изученными им растительными остатками из сел Киреевского и Вороново, отнести их к так называемой киреевской флоре, за которой был сохранен плиоценовый возраст, установленный впервые П. А. Никитиным (1948). Из этих же отложений М. Г. Горбуновым были доставлены А. Г. Эберзину ядра пресноводных пелеципод, среди которых

были определены *Anodonta gorbunovi* Ebersin nov. sp., *Limnoscapha* sp., *Unio* (*Scalenaria* ?) sp., *Unio* (*Limnoscaphae* ?) sp., *Unio* (?) *bituberculatus* Martens) и *Viviparus* cf. *tenuisculptus* Martens, характерные для открытых озерных водоемов проточного типа. Позднее Т. А. Якубовская (1957) на основании изучения отпечатков листьев растений, собранных из глин пос. Заобского, понизила возраст последних до миоцена.

На описываемых глинах в этом обнажении залегает пачка (2,5 — 3,5 м) желтоватых обохренных и серых песков, переслаивающихся с серовато-сизыми коричневатыми глинами, включающими линзы растительных остатков. Для них также весьма характерно обилие конкреций сидерита, следов сильного ожелезнения и наличие прослоев ярко-желтых (охристых) пластичных глин, обычно быстро выклинивающихся по простиранию и достигающих незначительной мощности (5—10 см).

Несомненно, более высокое положение в разрезе осадков описываемой пачки озерных фаций киреевского литокомплекса занимают отложения, вскрывающиеся у с. Вороново в основании уже хорошо известного в литературе (Мизеров, 1948; Горбунов, Баркалов, 1955; Никитин, 1964) обнажения Вороновского яра I. В этом разрезе, расположенном ниже с. Вороново в протоке р. Оби Старый Симан, вскрывались в недавнем прошлом плотные серовато-сизые несколько песчаные глины, засыпанные в настоящее время огромным оползнем. Над урезом воды они поднимались на высоту 6—7 м в виде отвесной стенки, в разрезе которой были хорошо видны их текстурные особенности. Особенно отчетливо выделялась правильная, довольно крупная горизонтальная слоистость, обусловленная прослоями (до 1—2 см) и присыпками тонкозернистых серовато-сизых слюдистых песков, чередующихся через 15—20 см. В этих глинах нами совместно с В. А. Николаевым (Мизеров, 1948) были впервые *in situ* найдены плоды серого американского ореха *Juglans cinerea* L. *fossilis* Bronn и семена магнолии *Magnolia Kobus* D. C. в совместном нахождении с плодами *Corylus aff. avellana* L. Песчаные сизые глины по простиранию в верхней части замещаются каштановыми (коричневого цвета) глинами весьма своеобразной мелкокомковатой текстуры.

В основании их, в слое, обогащенном мергелистыми конкрециями, рассеянными вместе с лигнитизированной древесиной по всему разрезу, В. М. Горбуновым были найдены крупнокультурные пелециподы, принадлежащие новому виду *Limnoscapha* (?) *si birica* Ebersin. По заключению М. Г. Эберзина, представители этого рода появляются в верхнем миоцене и вымирают на границе плиоцена с постплиоценом. Весь комплекс пелеципод, собранных у с. Вороново совместно с изученными из глин пос. Заобского, позволил А. Л. Эберзину сделать предположение, что возраст включающих их отложений вероятнее всего может быть датирован плиоценом (?). В верхней части этой линзы, являющейся, по-видимому, осадками фаций озерно-болотного типа, каштановые глины сменяются зеленовато-коричневыми слоистыми глинами плитчатой текстуры. Последние переполнены мелкими растительными остатками, среди которых встречаются семена и плоды. Из различных в фациальном отношении осадков охарактеризованного разреза П. А. Никитиным по собственным сборам и образцам, доставленным в разное время В. А. Николаевым (1946), Б. В. Мизеровым (1948) и М. Г. Горбуновым (1955), был определен комплекс семенной флоры, довольно богатой в видовом отношении. Этот комплекс он параллелизовал с изученными им комплексами из глин пос. Заобского и с. Киреевского, которые М. Г. Горбуновым с учетом данных, полученных им при изучении различных растительных остатков (преимущественно по отпечаткам листьев растений), были названы киреевской флорой. Общий ее состав с присутствием современных элементов, свидетельствующих о

значительной молодости, позволил П. А. Никитину при сравнении с известными ему флорами Западной Сибири и Европы сделать заключение о плиоценовом возрасте вмещающих ее отложений.

В описываемых отложениях, занимающих несколько более высокое положение в разрезе осадков киреевского литокомплекса, при сохранении общих корреляционных свойств отдельных компонентов и минералогического состава в целом, заметно увеличивается в тяжелой фракции роль рудных минералов, составляющих 45—46%. Несколько снижается процентное содержание минералов группы эпидота (23—26%) и роговой обманки (2—4%) при повышенном значении граната, встречающегося в пределах (4—6%). В составе легкой фракции существенных изменений не наблюдается и только несколько повышается содержание полевых шпатов, составляющих 50%. Остальные минералы тяжелой и легкой фракции, встречающиеся по всей толще описываемых отложений киреевского литокомплекса, не претерпевают каких-либо заметных изменений в соотношении. Только лишь несколько изменяется их облик, что позволяет проводить более детальную корреляцию на отдельных небольших участках исследованного региона.

Возраст описываемых отложений озерных фаций киреевского аллювиально-озерного литокомплекса в настоящее время решается еще не однозначно. Частично уже приведенные выше материалы позволили П. А. Никитину, а затем М. Г. Горбунову сделать вывод о плиоценовом возрасте охарактеризованных нами отложений. При этом П. А. Никитин был склонен датировать их нижним плиоценом. Нижнеплиоценовый возраст этих отложений был принят в дальнейшем Б. В. Мизеровым (1948, 1953₂) и М. П. Нагорским (1962), проводившими исследования в этом районе. А. А. Чигурьева (1962), изучавшая также споры и пыльцу из отложений у пос. Заобского, по образцам, доставленным М. Г. Горбуновым, и отметившая большое количество микроспор ели, тсуги, а также сосны — *Pinus subg. Diploxylon*, высказалась в пользу более молодого — плиоценового возраста данных отложений. Как уже отмечалось, В. А. Хахлов в своей работе, посвященной описанию листовой флоры с. Киреевского, отмечает, что наиболее вероятным возрастом глин у с. Киреевского может считаться верхний олигоцен. Позднее Т. А. Якубовская (1957) на основании отпечатков листовой флоры, собранной из глин с *Juglans cinerea* L. в районе пос. Заобского, высказала мысль о их миоценовом возрасте, считая при этом, что едва ли они могут быть моложе верхнего миоцена. П. И. Дорофеев (1959), анализируя изученные им флоры из третичных отложений Томского Приобья, считал, что флоры из глин сел Киреевского, Вороново и пос. Заобского несколько беднее, чем флоры у с. Козюлино, и полагал вначале, что они также являются олигоценовыми. Дальнейшее изучение семенных флор из различных районов Западной Сибири позволило ему отказаться от своих прежних представлений и высказаться в пользу миоценового возраста отложений, содержащих флоры киреевского типа (Дорофеев, 1960, 1962), и считать, что они открывают новый этап в развитии миоценовой флоры Западной Сибири. При этом П. И. Дорофеев в одной из своих работ (1965) подчеркивал, что отложения с флорами этого типа у с. Киреевского несколько древнее, чем у пос. Заобского, а глины у с. Вороново, содержащие более бедную семенную флору, хотя и несколько моложе последних, но все же совместно с ними относятся к миоцену. Примерно в это же время Т. Д. Колесникова (1961), изучавшая ископаемые плоды и семена из этих же отложений у пос. Заобского, отмечает, что наличие в составе флоры аркто третичных видов растений скорее подтверждает ее олигоценовый, нежели более молодой возраст. Совершенно аналогичное заключение о возрасте этих отложений мы находим у И. А. Куль-

ковой (1964), которая, однако, считает, что изученный ею спорово-пыльцевой комплекс из глин с Киреевского следует датировать поздним олигоценом. И, наконец, В. П. Никитин (1964), собравший большой сравнительный материал из третичных отложений Томского Приобья и отложений, вскрывающихся у с. Вороново, а также пересмотревший материал, проанализированный его предшественником П. А. Никитиным, склонился к понижению возраста семенных флор, залегающих в серовато-сизых глинах у с. Вороново, до миоцена.

Считая, что флоры Киреевского типа (месторождения в районах сел Вороново, Заобское, Киреевское) сформировались не позднее середины миоцена, он допускает, однако, в своей последней работе (Никитин, 1967) возможное формирование их в позднем миоцене, оговариваясь при этом, что такая «датировка не является единственно возможной». Микроскопическое изучение показывает, что олигоценовые и миоценовые глинистые отложения по соотношению обломочных и глинистых минералов можно отнести к типу глин со значительной примесью песчаного и алевроитового материалов. Обломочные зерна являются или главной составной частью породы (алевроит глинистый и алевроит песчано-глинистый в Заобском и Киреевских ярах), или весьма значительной примесью (глина алевроитовая, глина песчанисто-алевроитовая в Киреевском и Коломинском ярах). В глине с. Поздняково количество обломочных зерен уменьшается, данную породу можно назвать глиной алевроитистой. Форма зерен размером 0,25—0,01 мм угловатая и полуугловатая, несферичная, некоторые зерна кварца имеют распыльчатые изъеденные очертания. Микротекстура олигоцен-миоценовых глин разнообразная, ориентированно микрослоистая, беспорядочная неориентированная. Текстура обуславливается или чередованием алевроитового и пелитового материала, или подчеркивается ожелезнением, или скоплением растительного детрита.

Минералогический состав обломочных зерен однообразен, представлен, главным образом, кварцем. Присутствует полевой шпат, часто свежая роговая обманка, эпидот, циркон, турмалин, сфен, апатит, гранат, обломки кремнистых пород, бурый и зеленый хлорит, слюды. Среди рудных встречены гидроокислы железа, магнетит, пирит и пирротин, встречается ильменит и лейкоксен.

Карбонаты, присутствующие в миоценовых глинах в виде многочисленных округлых тонкозернистых агрегатов, а в олигоценовых — в виде мелких зерен, могут быть, по-видимому, отнесены к диагенетическим новообразованиям.

Минералогический состав глинистой фракции олигоцен-миоценовых глинистых отложений, по данным И. Вашковски (1956), представлен в основном гидрослюдой с примесью бейделлита, каолинита, галлуазита, карбонатов, кварца и пирита; по данным Г. М. Березкиной (1958) — гидрослюдой с незначительной примесью монтмориллонита и кварца.

Однотипный минералогический состав песчано-алевролитовой и глинистой фракций, тонкая горизонтальная слоистость (при некотором разнообразии микрослоистости), скопление значительных прослоев и линз древесной растительности, лигнитизированных слоев, фауна пресноводных моллюсков, преобладание угловатых зерен свидетельствуют о спокойном водном режиме, об озерных и озерно-болотных условиях отложения осадков. Сравнительная бедность и выдержанность комплекса тяжелых минералов говорит о том, что область сноса была единой и постоянной. Материал переносился водными потоками на небольшие расстояния (зерна сохранили угловатую форму). Необходимо отметить одинаковые диагенетические новообразования. Таким образом, олигоценовые и миоцено-

вые глинистые отложения формировались в сходных физико-географических условиях.

В. А. Мартынов (1965₂₋₃), обобщивший в своей работе самый новый материал по третичным отложениям юга Западно-Сибирской низменности, отнес описываемые нами отложения киреевского литокомплекса к петропавловскому горизонту, возраст которого определяется им в объеме нижнего миоцена (N_1).

Учитывая весь имеющийся палеоботанический материал, возраст описываемых отложений озерных фаций киреевского литокомплекса условно может быть принят как миоценовый, что для нас не имеет принципиального значения. Можно достаточно уверенно сказать, что в целом он подтверждает приведенную нами общую последовательность накопления осадков разреза охарактеризованных отложений, сформировавшихся в отрезок времени, охватывающий поздний олигоцен и миоцен.

По сравнению с более древним этапом, отвечавшим времени формирования различных фаций козюлинского литокомплекса, накопление отложений киреевского литокомплекса осуществлялось в целом в обстановке, характеризующей более оживленную динамику среды. Несмотря на это, общие закономерности строения его осадков выражены достаточно отчетливо. Об этом весьма убедительно свидетельствует наличие хорошо выраженных отложений (фаций базального горизонта), представленных грубозернистыми песками с гравием и галечниками. Подтверждает сказанное и постепенная смена крупнозернистого материала снизу вверх по разрезу все более и более тонкозернистым, включающим прослой тонкозернистых глинистых песков, суглинков и глин. Венчает комплекс этих отложений пачка озерных отложений, являющаяся аналогом фаций пойменного и старичного типа обычных аллювиальных свит.

Отложения озерных фаций киреевского литокомплекса, имеющие среднюю мощность 15—20 м, формировались по сравнению с предыдущим этапом, в более обширных водоемах, отличающихся достаточно отчетливой динамикой среды и более неустойчивым и вместе с тем более изменчивым режимом осадконакопления, о чем и свидетельствуют общие текстурные особенности осадков.

Весь комплекс охарактеризованных выше аллювиальных и озерных отложений, отличающийся закономерным сочетанием фаций, отражает, как это видно из имеющегося фактического материала, общие закономерности строения, присущие аллювиальным свитам. Полный набор фаций свидетельствует о завершенности процесса осадконакопления, его направленном характере и общей его ритмичности.

По совокупности всех своих литолого-фациальных признаков описываемые отложения хорошо обособляются в сводном разрезе третичных отложений Томского Приобья и вполне могут быть выделены в самостоятельный литолого-фациальный комплекс. Формирование слагающих его осадков, отличающихся законченным типом строения, отвечает второму, вполне самостоятельному этапу или ритму осадконакопления рассматриваемого отрезка времени палеоген-неогеновой истории Томского Приобья.

Миоцен-плиоценовые (?) аллювиальные отложения (Таганский аллювиальный литокомплекс)

Отложения, выделенные М. П. Нагорским (1962) в таганскую свиту, занимают наиболее высокое стратиграфическое положение в сводном разрезе третичных осадков Томского Приобья. Они объединены нами в самостоятельный литокомплекс, который отвечает верхней пачке вороновских

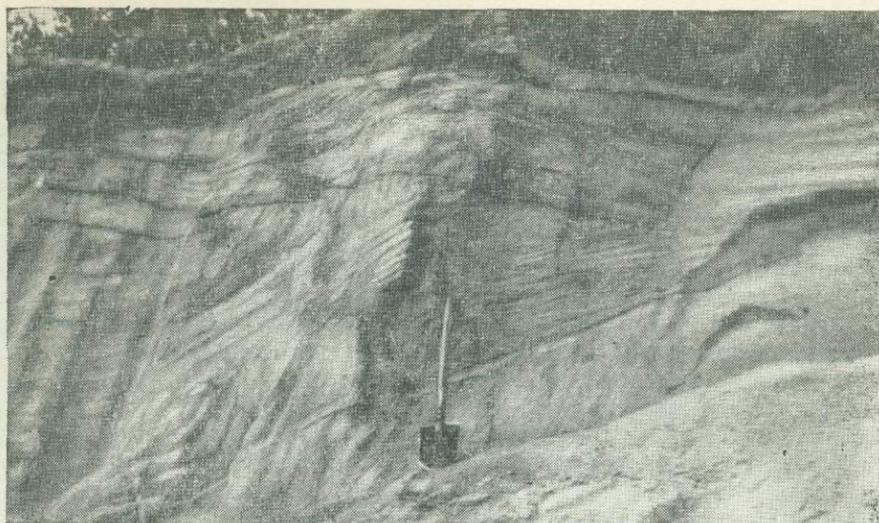


Рис. 2. Обнажение песков таганского литокомплекса (с. Киреевское).

слоев (Мизеров, 1950, 1953₂). Отложения таганского литокомплекса имеют весьма ограниченное распространение. Они развиты в пределах Обь-Томского междуречья, к югу от с. Киреевского, и менее полно представлены в бассейне р. Чулыма. В типовых разрезах отложения таганского литокомплекса представлены среднезернистыми светло-серыми кварцевыми песками, залегающими на размытой кровле пород более древнего неогенового и палеогенового (?) возраста. На дневной поверхности они появляются только в долине р. Оби и на р. Большой Юксе, левом притоке р. Чулым, где вскрываются в естественных разрезах, которые были частично охарактеризованы нами ранее, а также прослеживаются в скважинах, пройденных в правобережной зоне р. Оби. Истинную мощность отложений таганского комплекса в настоящее время установить довольно трудно, так как значительная часть их осадков уничтожена в результате размыва, предшествовавшего накоплению четвертичных отложений. Наибольшая видимая мощность их, составляющая 11 м, наблюдается в районе с. Киреевского. В этом обнажении вскрывается наиболее полный разрез описываемых отложений (рис. 2), залегающих непосредственно на глинах озерных фаций киреевского литокомплекса. Прослеживаясь ниже базального древнеплейстоценового галечника, залегающего в разрезе на высоте 16 м, они разделяются на несколько пачек. В их строении наблюдается следующая последовательность (сверху вниз):

1. Пески светло-серые, серые, среднезернистые, косослоистые, в верхней части с прослоями супесей неправильно слоистых и суглинков. В основании прослой мелкого галечника 4,1 м
2. Пески светло-серые, полого-косослоистые. В верхней части с прослоями (по 2—4 см) серовато-коричневатых глин, в кровле лежит пачка тонкозернистых песков, глинистых супесей, с прослоями глинистых окатышей, включением сидеритов, коричневатых суглинков и глин. В основании пески более крупнозернистые, залегают на галечнике кремнистого состава 2,9 м
3. Пески светло-серые полого-косослоистые, выше — более мелкозернистые, переслаиваются с супесями, коричневатыми суглинками и глинами. Вечаются они пачкой (60 см) переслаивающихся между собой глинистых песков, глин и коричневатых суглинков. В нижней части песков наблюдаются прослой и линзы гальки, а в основании залегает галечник, преимущественно кремнистого состава (ниже прослеживаются глины киреевского литокомплекса) 3,8 м

Комплекс семенной флоры, изученной П. А. Никитиным из этих отложений, оказался весьма сходным с комплексом из нижележащих сероватых глин, возраст которых, как отмечалось ранее, был датирован нижним плиоценом. Несмотря на сходство семенных флор, П. А. Никитин считал описываемые пески флювиогляциальными и отнес их «к верхнему плиоцену и к оледенению, пограничному между третичным и четвертичным периодами». Позднее М. Г. Горбунов (1955) на основании находок плодов *Juglans cinerea* L. и других растительных остатков в детрите, заключенном в основании песков этого обнажения, высказал мысль о их плиоценовом возрасте и считал, что они являются более молодыми отложениями в сводном разрезе плиоцена данного района.

Несколько выше по течению р. Оби, у пос. Заобского, мощность отложений таганского литокомплекса местами значительно сокращается, достигая 1,5—4 м. В этом обнажении описываемые отложения прослеживаются в основании четвертичной толщи. Залегая с базальным галечником в основании на размытой поверхности глин киреевского комплекса, они сложены средне- и крупнозернистыми серыми слоистыми песками. В песках в изобилии встречаются мелкая галька, крошка и галька каменного угля, глинистые окатыши и конкреции сидерита. Наиболее интенсивно здесь проявилось ожелезнение, что сказалось в довольно сильной обохренности осадков и слабой цементации их с образованием железистых корочек, приуроченных к поверхностям напластования. В верхней части описываемого разреза иногда встречаются прослой серовато-коричневых довольно плотных глин и глинистых супесей, переполненных растительными остатками, небольшими окатышами глин и мелкой крошкой каменного угля.

Особенности фациального состава, частично приведенные выше, являются весьма характерными для описываемых отложений и выдерживаются с исключительным постоянством во всех разрезах изученной нами территории. Весьма характерно для них наличие гальки и мелких валунов, среди которых преобладают различные кремнистые породы. Наряду с кремнями, но значительно реже, встречаются изверженные породы кислого состава. Встречаясь по всей толще в рассеянном состоянии, галька часто образует скопления в виде тонких линзовидных прослоев, быстро выклинивающихся по простиранию и приуроченных к основанию аллювиальной пачки. В основном валунно-галечниковый материал принимает участие в строении базального горизонта описываемого аллювия, сложенного более грубозернистыми косслоистыми песками. Крупная косая слоистость различных типов (рис. 3, 4) является весьма характерной для описываемых отложений. Для верхней части аллювия характерно преобладание более тонкозернистого материала и более мелкой слоистости, состоящей из косонаслоенных горизонтально переслаивающихся серий и слоев. По всей толще, но более часто в основании, кроме прослоев галечников встречаются желваки сидеритов, образующие нередко пластообразные конкреции, приуроченные более часто к поверхностям напластования. Весьма характерны быстро меняющиеся по мощности и выклинивающиеся по простиранию прослой и линзы глинистых окатышей (рис. 4), иногда достигающие значительных размеров (20—40 см), а также прослой темно-серых или коричневатых плотных глин и суглинков. Очень часто встречается мелкая крошка и хорошо окатанная галька (обычно плоская по форме) каменных углей пермского, каменноугольного и девонского возрастов*.

* Определение гальки каменных углей было выполнено А. А. Ларищевым.

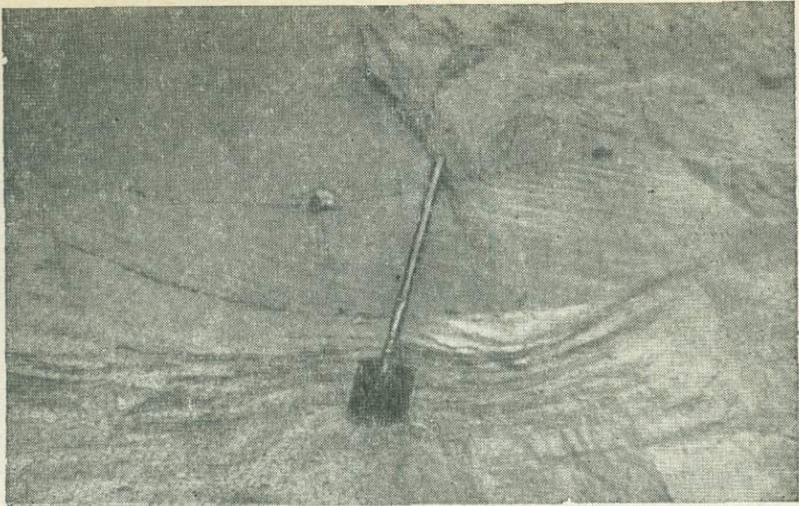


Рис. 3. Слоистость в аллювии таганского литокомплекса (с. Киреевское).

Обилие крошки и мелкой гальки каменных углей, весьма характерное для описываемых отложений таганского литокомплекса, свидетельствует о глубоком перемыве различных по возрасту осадков и не очень дальнем переносе кластического материала.

В верхней части охарактеризованного аллювия, сложенной более мелкозернистыми песками, довольно часто встречаются прослой гли, прослой и линзы желтоватых тонкослоистых супесей и суглинков, переполненных мелкими растительными остатками, крошкой каменного угля и глинистыми окатышами. По-видимому, эти более тонкозернистые и тонкослоистые осадки являются фрагментами фаций верхней части прирусловой отмели (Шанцер, 1951) и фаций пойменного типа, которые, надо

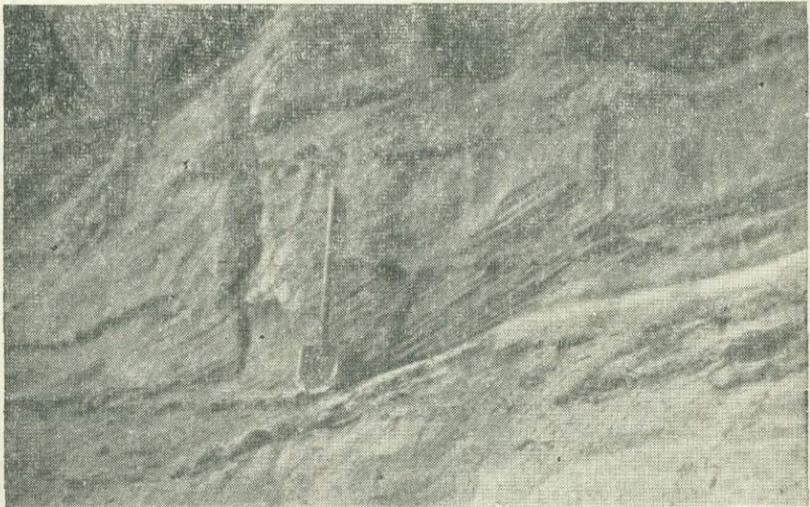


Рис. 4. Характер слоистости и прослой ожелезнения с глинистыми окатышами в аллювиальных отложениях таганского литокомплекса (с. Киреевское).

полагать, в составе описываемых отложений пользовались более широким распространением, но были уничтожены последующим размывом.

Отложения, совершенно аналогичные по своим литолого-фациальным особенностям, довольно широко распространены в пределах более южной половины Обь-Томского междуречья. Вскрываются они по левобережью р. Оби в районе с. Вороново, в обнажениях, уже охарактеризованных нами ранее. Неполная мощность их в этом районе, установленная по мелким скважинам, пройденным до 4—6 м ниже уреза воды, совместно с видимой частью разреза составляет 12—14 м. В обнажении Вороновского яра 2 они представлены в типичных аллювиальных (русловых) фациях — серыми слоистыми слегка обохренными среднезернистыми песками, включающими в нижней части несколько прослоев (по 20—40 см) серовато-коричневатых довольно плотных глин, вскрывающихся около уреза воды.

Из отложений данного разреза по нашим сборам была определена очень бедная по составу и маловыразительная семенная флора с присутствием истертых фрагментов плодов серого американского ореха. Комплекс этой флоры позволил П. А. Никитину сделать предположение о верхнеплиоценовом возрасте включающих ее осадков. Несколько выше по течению реки, во втором обнажении (Вороновский яр 1) вскрывается старичная фация описываемого аллювия, в разрезе которой наблюдается переслаивание сероватых, серовато-сизых и коричневатых неправильно слоистых глин с сероватыми и желтоватыми обохренными песками, переполненными мелкими растительными остатками, обломками стеблей и веток лигнитизированной древесины. В нижнем конце (по течению реки) этого обнажения пачка старичного аллювия описываемых отложений вложена в серовато-сизые глины озерных фаций киреевского комплекса осадков. Прислоняясь к ним по контакту с углами наклона 35—40°, она в приконтактной зоне имеет слоистость с аналогичными, хотя и несколько меньшими углами наклона, которые затем вышоложиваются, а слоистость по мере удаления от контакта становится все более и более правильной и горизонтальной.

В последнее время В. П. Никитин (1964) в результате своих специальных сборов и анализа материала, собранного П. А. Никитиным (1947) из третичных отложений с. Вороново, пришел к выводу о том, что комплексы семенной флоры из отложений, объединенных в данных разрезах в таганский литоконкомплекс, весьма близки к комплексам из серовато-сизых глин озерных фаций киреевского литолого-фациального комплекса осадков, вскрывающихся в этом же обнажении, и могут быть отнесены к миоцену.

В минералогическом отношении отложения таганского литоконкомплекса от подстилающих их отложений киреевского комплекса отличаются не только общей свежестью минералогической ассоциации, несколько иным содержанием минералов, их обликом, но и появлением, хотя и в долях процента, минералов из групп пироксенов, характерных для четвертичных отложений Томского Приобья и почти отсутствующих в уже охарактеризованных осадках третичной толщи. Среди минералов тяжелой фракции наблюдается пониженное содержание рудных (28—34%), повышенное содержание эпидота (40—44%), роговой обманки (18%) и граната, составляющего 3—4%. Содержание остальных минералов отвечает общему составу характеризующих третичных отложений.

В легкой фракции отмечается повышенное содержание кварца до 60—64% и обломков пород, составляющих 6—8%, при пониженной роли полевых шпатов (30%).

Не менее широким развитием отложения таганского комплекса пользуются также в более северной полосе исследованной территории Томского

Приобья — в бассейне Чулыма. Там они прослеживаются скважинами в пределах Томь-Чулымского междуречья и частично в правобережной зоне р. Чулым.

Анализ всего имеющегося фактического материала, собранного по скважинам и естественным разрезам, а также литолого-фациальные особенности описываемых отложений позволяют довольно хорошо стратифицировать их в разрезе палеоген-неогеновых осадков Томского Приобья и дают возможность выделить в самостоятельный комплекс, достаточно четко обособленный в литолого-фациальном отношении. Несомненно, они имеют более молодой возраст, чем уже охарактеризованные нами отложения киреевского и козылинского аллювиально-озерных литокомплексов, хотя, может быть, возрастные отличия их и лежат в пределах незначительного стратиграфического диапазона. Впервые мнение о более молодом возрасте описываемых осадков, отнесенных нами ранее к верхнему стратиграфическому горизонту вороновских слоев (Мизеров, 1950), а впоследствии М. П. Нагорским (1962) — к таганской свите, было высказано П. А. Никитиным (1948), который считал их верхнеплиоценовыми, предполагая, что они формировались в эпоху оледенения, развившегося на границе с четвертичным периодом. Датируя эти отложения плиоценом, М. Г. Горбунов (1951) отмечал, что они, несомненно, должны быть моложе подстилающих их озерных глин (киреевский литокомплекс), хотя и имеют близкую по видовому составу семенную флору. Мнения о верхнеплиоценовом возрасте описываемых отложений и в настоящее время придерживаются М. П. Нагорский (1962) и Б. В. Мизеров. Несколько иная точка зрения была высказана П. И. Дорофеевым (1961), изучившим семенные флоры из упомянутых выше местонахождений. Считая, что флоры таганских песков у с. Киреевского содержат новые элементы — *Juglans cinerea* L., *Pterocarya kireevskiana* Dorof., *Euryale sukaczevii* Dorof. и виды *Magnolia*, не встречающиеся в подстилающих их глинах (киреевский литокомплекс), и являются по сравнению с последними более молодыми, он отмечает их полную идентичность с комплексами из пос. Прииск на р. Большой Юксе и относит к миоцену. В разрезе миоцена Томского Приобья глины с. Киреевского, содержащие *Taxodium*, *Alnus kireevskiana* Dorof., *Carpinus sibirica* Dorof., как отмечает П. И. Дорофеев (1960), являются более древними, чем глины киреевского комплекса осадков, вскрывающихся в районе пос. Заобского и с. Вороново. Флоры последних, по его мнению, несомненно моложе флор из киреевских глин и даже, очень возможно, моложе флор (Дорофеев, 1964), заключенных в песках таганского комплекса аллювия у с. Киреевского (?). Такой вывод нам представляется не только не убедительным, но и маловероятным, так как растительные остатки, из которых были определены семенные флоры, захоронены в основании фаций базального горизонта отложений таганского литокомплекса. В связи с этим вполне возможно их засорение более древними элементами, характерными для озерных фаций киреевского литокомплекса, развитых у с. Киреевского, которые довольно значительно перемывались во время формирования залегающих на них песков таганского комплекса осадков.

Аллювиальные пески таганского литокомплекса (аллювиального и старичного типа фации), вскрывающиеся у с. Вороново, В. П. Никитин (1964) считает также миоценовыми, а комплекс заключенных в этих отложениях семенных флор сопоставляет с комплексами, изученными им и П. А. Никитиным (1948) из серовато-сизых глин киреевского литокомплекса осадков, вскрывающихся в разрезе Вороновского яра 1, несколько выше по течению реки. Примерно аналогичный вывод был сделан И. А. Кульковой (1964), сопоставившей снорово-пыльцевые комплексы из охарактеризованных ранее разрезов таганского, киреевского и козылинского ли-

тологически обособленных комплексов осадков. Относя аллювиальные пески таганского литологического комплекса, вскрывающиеся в районе с. Вороново, к нижнему миоцену, она считает, что характеризующий их состав спор и пыльцы выглядит более бедным и является более молодым, нежели выделенный из глин киреевского комплекса осадков пос. Заобского. Последний она считает переходным от верхнего олигоцена к нижнему миоцену и более молодым, чем у с. Киреевского. Состав спор и пыльцы, выделенных ею из прослоев глин, заключенных в песках таганского литокомплекса у с. Киреевского, она относит к верхнему олигоцену и сопоставляет с комплексом спор и пыльцы, изученным ею из глин козюлинского литокомплекса, вскрывающихся в районе пос. Золотушка на р. Чулыме, считая их одновозрастными.

Несмотря на приведенные выше довольно противоречивые палеоботанические материалы, последние, как нам представляется, свидетельствуют о несомненно более молодом возрасте описываемых отложений таганского комплекса осадков, нежели осадков, его подстилающих. Это полностью согласуется с выводами о их стратиграфическом положении, сделанными на основании изучения вещественного состава и литолого-фациальных особенностей. Все имеющиеся данные свидетельствуют о накоплении отложений таганского литокомплекса в условиях весьма оживленной динамики среды. Несомненно, она была более оживленной, чем существовавшая во время накопления осадков киреевского аллювиально-озерного и тем более козюлинского озерно-аллювиального литокомплекса. Формирование описываемых отложений отвечает вполне обособленному, несомненно самостоятельному этапу осадконакопления (третьему) рассматриваемого отрезка времени палеоген-неогеновой истории района. Как можно видеть по имеющемуся фактическому материалу, частично изложенному выше, в составе осадков таганского литокомплекса достаточно широко и полно развиты отложения фаций базального горизонта и залегающие выше по разрезу фации прирусловой отмели. Однако от фаций озерного, озерно-пойменного и пойменного типов, представленных в описываемом комплексе осадков желтовато-коричневыми тонкослоистыми и большей частью глинистыми супесями и суглинками, сохранились лишь отдельные фрагменты, так как, по-видимому, большая часть последних в значительной степени была уничтожена последующим размывом. По сравнению с комплексом отложений предшествующих ритмов осадконакопления описываемые отложения характеризуются отчетливым преобладанием наиболее полно представленных фаций руслового аллювия и фрагментарным развитием фаций пойменного или пойменно-озерного типа. Это говорит о незавершенном характере или незаконченном типе строения отложений таганского комплекса осадков и значительном последующем размыве.

В ходе охарактеризованных нами этапов палеоген-неогеновой истории отчетливо проявляется определенная направленность общего процесса осадконакопления в сторону достаточно устойчивого преобладания все более и более оживленной (по динамике среды) обстановки осадконакопления. Это и сказалось в последовательном увеличении роли аллювиальных фаций в разрезе охарактеризованных литологически обособленных комплексов осадков и соответственно с этим обусловило значительное сокращение отложений озерных, озерно-пойменных или пойменного типа фаций.

Таким образом, в ходе осадконакопления рассматриваемого нами отрезка времени дочетвертичной истории при общем констативном типе аккумуляции достаточно отчетливо проявилась ритмичность осадконакопления. С одной стороны, она сказалась в чередовании сходных по типу

фаций различных ритмов осадконакопления, отвечающих охарактеризованным выше литокомплексам, а с другой — в закономерном сочетании фаций или закономерном их наборе (от фаций руслового типа к пойменному или озерному) в каждом ритме осадконакопления, отвечающем тому или иному литокомплексу. Не менее четко проявилась направленность общего характера процесса осадконакопления, сказавшаяся в устойчивом нарастании во времени все более оживленной динамики среды и, следовательно, отчетливым преобладанием роли аллювиальных фаций над озерными, озерно-болотными и пойменными в разрезе отложений каждого последующего ритма осадконакопления, последующего литологически обособленного комплекса осадков охарактеризованных отложений палеоген-неогенового возраста.

Крупный перерыв в осадконакоплении, наступивший в последующий отрезок времени, обусловленный общим нарастанием динамики среды осадконакопления, привел в конце охарактеризованного нами отрезка времени палеоген-неогеновой истории к весьма существенной перестройке рельефа. Он обусловил размыв третичных отложений и соответствующим образом отразился на особенностях общего хода процесса осадконакопления последующих эпох — эпох четвертичного периода.

Физико-механические свойства олигоцен-миоценовых глинистых отложений

Учитывая отсутствие единого мнения у исследователей Среднего Приобья о возрасте третичных отложений, основываясь на результатах последних палеоботанических работ и используя данные о физических свойствах этих пород, глины Лагерного Сада (Томск), сел Козюлино и Коломино относятся нами к олигоцену (новомихайловский региональный горизонт, унифицированная схема 1960 г.), глинистые отложения на участке сел Вороново — Поздняково — к нижнему миоцену, глины у пристани с. Киреевского — к верхнему миоцену.

Среднее значение показателей состава и свойств третичных глинистых отложений сведены в табл. 1.

Гранулометрический состав. По содержанию глинистой фракции описываемые породы могут быть отнесены к тяжелым суглинкам и тощим глинам.

Содержание глинистой фракции у среднеолигоценых отложений изменяется от 19% (глины с. Козюлино) до 42% (бурые глины Лагерного сада), у миоценовых отложений — от 20% (глины Вороновского яра) до 40% (глины с. Поздняково). Преобладающей фракцией большинства глинистых отложений является пылеватая, что отмечалось и при микроскопическом изучении этих пород.

Среднее содержание пылеватой фракции в отложениях, как правило, близко к 50%. Для глин Заобского яра и пристани с. Киреевского наблюдается снижение среднего содержания пылеватой фракции соответственно до 13—21%, но уже за счет увеличения количества песка. Максимальное содержание пыли отмечается в глинистых отложениях олигоцена. Как правило, все отложения характеризуются преобладанием крупной фракции пыли (0,05—0,01 мм) над мелкой (0,01—0,005 мм). Песчаные фракции в отложениях занимают подчиненное положение и только в глинах Заобского яра и пристани с. Киреевского их содержание увеличивается соответственно до 57 и 54% за счет уменьшения содержания пылеватых фракций.

Показатели пластичности. Средние значения верхнего предела, нижнего предела и числа пластичности при одинаковом ми-

Средние значения физических свойств глинистых пород олигоцен-миоцена Среднего Приобья

Порода, место отбора образцов, их номер монолита	Положение от уреза воды	Стратиграфический индекс	Гранулометрический состав, %					Показатели пластичности			Активность глинистой фракции	Показатель гидрофильности	Объемный вес илажной породы, г/см ³	Объемный вес скелета, г/см ³	Удельный вес, г/см ³	Пористость, %	Влажность естественная, %
			0,10 △	0,10—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	<0,005	верхний предел, %	нижний предел, %	число пластичности							
Глина серая, Лагерный Сад, г. Томск	34,0	P ₃ ²	13	6	23	25	33	40,4	25,3	15,2	0,46	1,6	2,06	1,68	2,70	38,0	22,6
Глина бурая с лигнитом, Лагерный Сад			6	4	25	23	42	49,5	30,0	19,4	0,46	1,2	1,90	1,47	2,65	44,5	29,6
Глина, с. Козюлино М-4	3,5		10	15	42	14	19	30,0	20,9	9,1	0,48	1,6	2,07	1,68	2,72	38,0	27,7
Глина, с. Коломино М-36	0,5		5	7	48	17	23	33,2	18,4	14,8	0,64	1,4	2,05	1,65	2,72	39,4	24,7
Глина серо-зеленая, с. Поздняково, М-6	1,8	N ₁ ¹	3	6	24	27	40	37,0	17,4	19,6	0,49	0,9	1,96	1,50	2,70	44,5	30,8
Глина зеленая, с углем, с. Поздняково, М-97	1,7		26	14	33,0	12	15	36,8	26,2	10,6	0,70	2,5	1,92	1,51	2,72	44,5	27,6
Глина зеленая, яр Золотушка, М-72	3,0		5	6	19	31	39	57,4	28,0	29,4	0,75	1,5	1,93	1,47	2,69	45,3	30,8
Глина серая, Киреевский яр, М-7	0,5		8	13	29	15	35	50,3	27,1	23,3	0,67	1,4	1,95	1,52	2,72	44,0	28,5
Глина серая, Заобский яр, М-12	0,2	N ₁ ¹	1	56	10	3	30	43,8	26,2	17,6	0,59	1,5	1,96	1,52	2,70	43,8	29,0
Глина серая, Вороновский яр, М-15	0,6		15	10	37	18	20	39,9	26,9	13,1	0,66	2,0	1,95	1,50	2,70	44,5	30,4
Глина серая, Пристань с. Киреевского, М-9	7,5	N ₁ ²	5	49	16	5	25	51,4	30,1	21,3	0,85	2,1	1,90	1,44	2,70	46,7	32,3

нералогическом составе глинистой фракции третичных отложений находятся в тесной зависимости от гранулометрического состава породы. На величину этих показателей влияет прежде всего содержание глинистой фракции, что для изучаемых глинистых отложений выражается соответствием числа пластичности содержанию глинистой фракции. Некоторым исключением является глина из обнажения у пристани с. Киреевского, у которой низкому содержанию глинистой фракции ($M_c = 25\%$) и высокому тонкопесчаной (54%) фракции соответствует сравнительно высокое значение показателей пластичности ($W_f = 51,4\%$; $W_p = 30,1\%$; $M_p = 21,3$). Кроме того, заметно влияние на величину показателей пластичности и содержания остальных фракций. Так, значения всех показателей пластичности понижаются с увеличением содержания крупнопылевой и особенно мелкопесчаной фракций и, наоборот, повышаются с увеличением содержания мелкопылевой фракции и уменьшением песчаной. Верхний предел в основном не поднимается выше 50% и снижается до 30%. Нижний предел изменяется в интервале 17—30% и число пластичности колеблется от 9 для глины с. Козюлино до 23 для глины Киреевского яра. Низкие значения показателей пластичности этих глин обусловлены минералогическим составом глинистой фракции, представленным в основном гидрослюдами, кальцитом, каолинитом и кварцем, т. е. минералами, обладающими низкой активностью. Низкая пластичность отложений объясняется, кроме того, и тем, что мы имеем дело с тощими пылеватыми глинами, содержащими в диффузном слое слабо гидратированный катион кальция, о чем позволяет судить высокая насыщенность этих пород карбонатами.

По показателю активности глинистой фракции изученные глинистые отложения олигоцена характеризуются как неактивные (показатель активности 0,46—0,64); к неактивным относятся и миоценовые глины, показатель активности которых изменяется от 0,49 до 0,66, и к нормальным — верхнемиоценовые с показателями активности, превышающими 0,75.

Удельный вес. Средние значения удельного веса изученных третичных глин изменяются в довольно широких пределах от 2,65 до 2,72 г/см³. Среднеолигоценовые глины характеризуются удельным весом — 2,70—2,72 г/см³ и только бурая глина обнажения Лагерного сада, буквально переполненная лигнитизированной древесиной, имеет наименьшее значение удельного веса — 2,65 г/см³. Миоценовые глины Среднего Приобья характеризуются близкими значениями удельного веса — 2,69—2,72 г/см³.

Объемный вес и пористость. Глинистые отложения среднего олигоцена характеризуются сравнительно высоким объемным весом и низкой пористостью. Объемный вес скелета породы у них составляет 1,65—1,68 г/см³ и только бурые глины Лагерного сада с повышенным содержанием лигнитизированной древесины имеют объемный вес, равный 1,47 г/см³. Пористость этих отложений составляет 38,0—39,4%, увеличиваясь для указанных бурых глин Лагерного сада до 44,5%.

Глинистые отложения миоцена характеризуются примерно одинаковыми средними значениями объемного веса скелета грунта (1,50—1,52 г/см³) и пористости (43,8—45,3%). Разброс индивидуальных значений каждого показателя в серии определений незначителен. Высокая сходимость средних значений показателей плотности миоценовых глин, несмотря на значительную отдаленность друг от друга мест отбора проб, позволяет усматривать в этом проявление определенной закономерности, обусловленной одной из физико-географической обстановки их формирования.

Глинистые отложения, вскрытые в нижней части Киреевского яра у пристани, характеризуются более низкой по сравнению с миоценовыми

глинами плотностью. Их средний объемный вес равен $1,44 \text{ г/см}^3$, а пористость 46,7%. Малая плотность этих отложений, повышенное значение числа пластичности, показателей гидрофильности и активности свидетельствуют об их более молодом возрасте.

В л а ж н о с т ь. По значению коэффициента водонасыщения олигоценовые и миоценовые глины полностью водонасыщены. В этой связи их влажность определяется величиной присущей им пористости. Поэтому отмеченное ранее изменение пористости в возрастном отношении столь же справедливо и для изменения влажности.

С о п р о т и в л е н и е с ж а т и ю. Данные сжимаемости сведены в табл. 2. Для всех третичных глин сжимаемость образцов с ненарушенной структурой незначительна. Как правило, коэффициент сжимаемости a при нагрузках до 10 кг/см^2 имеет величину, определяемую третьим знаком (0,002—0,010). Модуль осадки при нагрузке, равной 5 кг/см^2 , колеблется в интервале 9—34,5 мм/м. Нагрузка начала сжатия обычно превышает 1 кг/см^2 . Увеличение объема образца после разгрузки незначительное — 0—0,013 коэффициента пористости. Нарушение существующих связей между частицами глинистой породы вызывает увеличение ее сжимаемости. При сжатии паст, приготовленных из этих же глин, уплотнение начинается при минимальной нагрузке, равной $0,25 \text{ кг/см}^2$. Модуль осадки при нагрузке 5 кг/см^2 возрастает от 2,5 до 8 раз по сравнению с модулем осадки глин с ненарушенной структурой.

Небезынтересно отметить, что сжимаемость паст изученных третичных глин при влажности, близкой к нижнему пределу пластичности, резко отличается от сжимаемости паст хвалыньских и юрских (район г. Москвы) глин, исследованных В. А. Приклонским (1959). Расхождение компрессионных кривых, полученных для монолитных и нарушенных образцов хвалыньских и юрских глин, наблюдается только при нагрузках, превышающих 6—8 кг/см^2 . Для третичных глин это расхождение отмечается при минимальных нагрузках, не превышающих $0,25 \text{ кг/см}^2$. Большая сжимаемость паст третичных глин объясняется малыми значениями первичного сцепления. Разница в сжимаемости глин с ненарушенной структурой и их паст свидетельствует о большой структурной прочности олигоценовых и миоценовых глинистых отложений, приобретенной за время их существования в процессе диагенеза. Показатели структурной прочности — отношение модуля деформации образца с ненарушенной структурой к модулю сжатия пасты, определенные для разных интервалов нормальных нагрузок, имеют большие значения. В интервале 1—2 кг/см^2 показатель структурной прочности изменится от 2,5 до 9,6; в интервале 2—3 кг/см^2 — от 1,8 до 10,0 и в интервале 3—5 кг/см^2 — от 1,1 до 8,0. Отмечается в основном уменьшение показателя структурной прочности с увеличением нормального давления на образцы.

С о п р о т и в л е н и е с д в и г а ю щ и м у с и л и я м. Общее сцепление изученных пород олигоцена и миоцена, определенное на образцах с ненарушенной структурой, достигает значительной величины и изменяется в пределах 0,60—2,60 кг/см^2 . Коэффициент трения третичных глин имеет сравнительно невысокие значения, изменяясь от 0,6 до 0,3.

Первичное сцепление, определенное при срезе паст, для изученных глин изменяется от 0,4 до 1,0 кг/см^2 .

При сопоставлении значений первичного сцепления и числа пластичности отмечается прямо пропорциональная зависимость между этими показателями. Первичное сцепление имеет минимальное значение ($0,4 \text{ кг/см}^2$) для глины Киреевского яра, имеющей наибольшее значение числа пластичности — 23,2.

Механические свойства третичных глинистых пород
(характеристики физических свойств приведены в табл. 1 под соответствующим номером монолита)

№ монолита	Место отбора монолита	Стратиграфический индекс	Влажность до опыта, %	Начальный коэффициент прочности	Модуль осадки (мм/м) при $P=5(\text{кг/см}^2)$	Коэффициент уплотнения a $\text{см}^2/\text{кг}$					Модуль деформации F кг/см^2			Показатель структурной прочности			Сцепление C кг/см^2	Коэффициент трения
						0—0,5 кг	0,5—1,0 кг	1—2 кг	2—3 кг	3—5 кг	1—2 кг	2—3 кг	3—5 кг	1—2 кг	2—3 кг	3—5 кг		
4	С. Козюлино		17,1	0,585	31,0	0,002	0,004	0,008	0,014	0,012	123	70	82	5,3	1,9	1,4	1,70	0,60
			16,1	0,680	94,5	0,020	0,080	0,046	0,028	0,018	23	37	58				0,40	0
36	С. Коломино	Pd_3^2	24,3	0,650	31,0	0,004	0,006	0,008	0,010	0,014	128	102	73	2,7	1,8	1,1	0,70	0,55
			20,3	0,650	69,0	0,050	0,038	0,022	0,018	0,016	47	57	64				0,70	0
6	С. Поздняково		26,8	0,755	29,0	0,006	0,008	0,010	0,012	0,012	68	57	57	3,2	2,0	1,6	1,00	0,40
			27,7	0,800	76,0	0,036	0,036	0,034	0,025	0,020	21	28	35				0,50	0
7	Киреевский яр		27,0	0,778	13,0	0,002	0,002	0,004	0,006	0,007	173	115	99	9,6	5,7	4,1	2,60	0,30
			28,3	0,876	104,0	0,066	0,046	0,040	0,036	0,030	18	20	24				1,00	0
12	Заобский яр	N_1^+	29,0	0,775	27,0	0,010	0,012	0,012	0,012	0,009	58	58	77	2,5	2,1	2,0	1,40	0,45
			29,3	0,775	75,0	0,046	0,036	0,030	0,025	0,018	23	28	28				0,90	0
15	Вороновский яр		25,4	0,755	10,0	0,004	0,006	0,006	0,003	0,002	182	364	545	6,3	10,0	8,0	1,00	0,53
			25,5	0,755	81,0	0,038	0,040	0,038	0,030	0,017	29	36	64				0,70	0

Примечание. В числителе — значения показателей механических свойств для образцов с ненарушенной структурой, в знаменателе — значения тех же показателей для образцов с нарушенной структурой.

Б. ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ (АНТРОПОГЕНОВЫЕ) ОТЛОЖЕНИЯ

Четвертичные отложения в Среднем Приобье пользуются наиболее широким распространением. Залегая на размытой и значительно расчлененной поверхности подстилающих их осадков преимущественно палеогенового и неогенового возрастов, они принимают участие в строении современных водораздельных пространств и слагают серии надпойменных террас и пойму в долинах современной речной сети. Пойменная терраса, достигающая в долине Оби необычайной ширины (20—30 км), довольно хорошо отличается по своим литолого-фациальным особенностям и строению от более высоких речных террас. Террасовый комплекс осадков в целом достаточно четко обособляется от более древних четвертичных отложений, слагающих современные водораздельные пространства.

Характер взаимоотношения осадков, принимающих участие в строении водораздельных пространств, и осадков, выполняющих речные долины, в комплексе со всеми имеющимися литологическими и палеоботаническими материалами позволяет выделить три крупных этапа осадконакопления. Они отвечают соответствующим эпохам четвертичного периода — раннему, среднему и позднему плейстоцену. Последний, незначительный во времени этап осадконакопления, с которым связано формирование пойменных террас, охватывает голоцен. Таким образом, комплексы осадков крупных этапов осадконакопления соответствуют основным подразделениям четвертичной системы ее нижнему, среднему, верхнему и современному отделам. Учитывая, что среди четвертичных отложений Среднего Приобья наиболее широко распространены различные группы фаций аллювиального и озерного происхождения, слагающие литологически обособленные комплексы осадков, имеющих стратиграфическую самостоятельность, их описание дается нами в хронологическом порядке по отдельным этапам осадконакопления.

Нижнеплейстоценовые аллювиально-озерные отложения — Q₁ (раннеплейстоценовый этап осадконакопления — доледниковый и древнеледниковый века — кривошеинский аллювиально-озерный литоконплекс — Q₁¹⁻²)

Нижнеплейстоценовые отложения по сравнению с более молодыми образованиями средне- и верхнеплейстоценового возраста имеют ограниченное распространение и вскрываются обычно скважинами ниже меженного уровня рек. На дневной поверхности они появляются только в отдельных разрозненных обнажениях Нарымского и Томского Приобья, в которых можно видеть лишь отдельные фрагменты их строения и фациального состава. Как уже отмечалось, отложения, отвечающие раннеплейстоценовому этапу осадконакопления, лежат на размытой и резко расчлененной поверхности более древних образований, уже охарактеризованных нами в предыдущем разделе, и объединяются в один аллювиально-озерный литоконплекс. В разрезе этого комплекса осадков, который по объему охватывает два региональных горизонта унифицированной схемы, достаточно хорошо обособляются аллювиальные и озерные фации, соответственно слагающие доледниковый и древнеледниковый горизонты.

Несколько ранее в Томском Приобье эти отложения были описаны и выделены М. П. Нагорским (1964) в кривошеинскую свиту, в связи с чем за нижнеплейстоценовыми отложениями Среднего Приобья мы и сохраняем название кривошеинского литоконплекса. В основании аллювиальных отложений кривошеинского комплекса осадков лежит галечник,

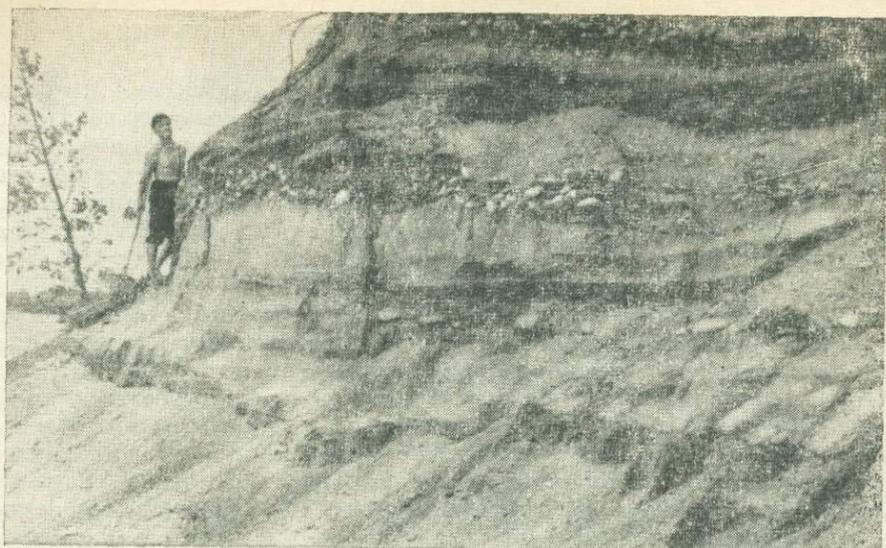


Рис. 5. Нижнеплейстоценовый галечник (базальный), ниже пески таганского комплекса аллювия (с. Киреевское).

составляющий с залегающими выше грубо- и крупнозернистыми русловыми песками хорошо обособляющуюся в разрезе фацию базального горизонта. Галечник пользуется региональным распространением в пределах всего исследованного региона и наиболее полно представлен в Томском Приобье (рис. 5), где в отдельных береговых обнажениях достигает мощности нескольких метров. Площадь его развития выходит далеко за пределы современных речных долин. Нижнеплейстоценовый галечник прослеживается в скважинах, заложенных на Обь - Томском, Обь-Шегарском и Томь - Чулымском междуречьях. Не менее широко базальный галечник распространен в более северных районах Среднего Приобья, охватывающих бассейны рек Кеть, Пайдугина, Тым и разделяющие их водоразделы. В Нарымском Приобье мощность галечника значительно сокращается, но литологический состав его сохраняется с исключительным постоянством на обширных пространствах. В пределах всей исследованной территории галечник сложен довольно крупным хорошо окатанным материалом, среди которого встречаются отдельные валуны размером от 0,3 до 0,5 м, иногда достигающие 1 м в поперечнике. В составе галечника преобладают кремнистые породы, представленные большей частью кремнями черного и серого цвета и кварцем. Значительно реже встречаются интрузивные образования, а также метаморфические и осадочные породы. Обычно галечник прочно сцементирован окисными соединениями железа и превращен почти в конгломерат, выступающий в естественных разрезах по рекам Оби (рис. 6) и Шегарке в виде карниза. На галечнике лежат серые, хорошо промытые в основании крупнозернистые пески. Площадь их распространения, хотя и выходит далеко за пределы современных речных долин, но, как можно судить по имеющемуся фактическому материалу, полученному в результате буровых работ (Нагорский, 1962), приурочена в основном к древним понижениям рельефа, обязанным своим происхождением как эрозионным, так и тектоническим факторам. О направлении намечающихся древних врезов, являющихся, по-видимому, реликтами речной сети раннеантропогенного времени, в настоящее время судить довольно труд-

но. В Томском Приобье они пересекают современные водоразделы левых и правых притоков Оби примерно с юга на север. Мощность описываемого аллювия, выполняющего эти формы рельефа, колеблется в пределах 4—10 м. В наиболее глубоких врезках, прослеженных В. И. Сильверстовым в пределах Обь-Шегарского междуречья, она увеличивается до 20—25 м. Примерно такую же мощность описываемые отложения имеют в бассейне Чулыма. Они были там отнесены к наиболее древним четвертичным отложениям, слагающим доледниковый региональный горизонт — Q_1^{lg} . Аналогичные мощности доледникового аллювия установлены Е. А. Дидрихс (1960) и Е. И. Домниковой в бассейнах рек Кеть, Пайдугина и Тым, правых притоков Оби. В бассейне р. Пайдугиной они исследованы наиболее полно и содержат довольно богатые спорово-пыльцевые спектры (Стрижова, 1962). По обрамлению низменности и в зоне поднятий мощность древнеаллювиальных отложений значительно сокращается, изменяется и их фациальный состав.

В изученных разрезах характеризуемых осадков преобладают русловые отложения и отложения субфаций нижней части русловой отмели или же грубозернистые отложения базальной фации, сложенные гравелистыми косослоистыми песками и галечниками. В обнажениях по Оби эти отложения прослеживаются от с. Вороново до устья Томи и наиболее полно представлены в районе пос. Заобского и с. Киреевского. У с. Киреевского они залегают на размывтой поверхности отложений таганского аллювиального литокомплекса третичного возраста (см. рис. 6,7). В этом разрезе, вскрывающем несколько сниженный склон водораздела, окаймляющей долину Оби, прослеживаются (сверху вниз):

- | | |
|---|-------|
| 1. Супеси (лессовидные) палевые, буроватые, пылеватые, неоднородные, с отчетливо выраженной слоистостью, макропористые, с вертикальной столбчатой отдельностью (слагают делювиальный шлейф) | 2 м |
| Q_2^3 2. Гумусовый горизонт (погребенная почва) каштанового цвета с карбонатным горизонтом | 0,6 м |
| Q_2^2 3. Суглинки (лессовидные) буроватые, неясно слоистые, с прослоями топкозернистых, перекрестно слоистых супесей | 1,4 м |

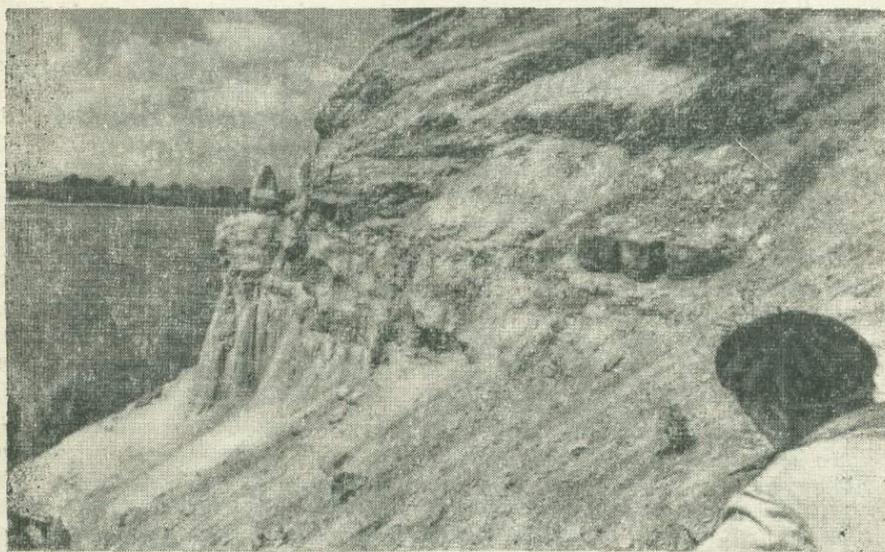


Рис. 6. Нижнелейстоценовый галечник и формы селективного выветривания в верхней части осадков таганского литокомплекса (с. Киреевское).

4. Суглинки темно-серые, с алевритовой присыпкой, с тонкой горизонтальной (лепточноподобной) слоистостью	0,3 м
Q ₂ ¹ 5. Гумусовый горизонт, глина мелкокомковатая, плотная, неслоистая (погребенная почва болотного типа)	0,8 м
6. Суглинки бурые, плотные, мелкокомковатые	1,2 м
7. а) суглинки серые, обогащенные гумусом с гумусированными прослоями	0,7 м
б) гумусовый горизонт	0,3 м
8. Суглинки бурые, с неясной слоистостью, с прослоями сероватых суглинков, с прослойками и линзами песка серого мелкозернистого, косослоистого	2,0 м
9. Пески желтовато-бурые, мелкозернистые, переслаивающиеся с глинистыми песками и буроватыми суглино-супесями	2,2 м
10. а) суглинки бурые (0,5) и суглино-супесяи серые (0,5)	1,6 м
б) пески среднезернистые, серые, с косой слоистостью в верхней части, более мелкозернистые, желтоватые	2,3 м
11. Галечник полимиктового состава, с галькой кремней кварца, кислых изверженных пород, крошкой каменного угля, линзами песков	2,0 м
Q ₁ 12. Пески крупно- и среднезернистые, серые, косослоистые, переслаивающиеся с более мелкозернистыми песками	3,0 м
13. Галечник кремнистого состава, с галькой кремния и кварца, с обломками каменного угля, желваками сидеритов (см. рис. 6,7)	1,5 м

Ниже лежат светло-серые уже охарактеризованные нами кварцевые пески таганского комплекса осадков (до уреза воды 16 м) (см. рис. 6,7).

Слой (12—13) приведенного разреза мы относим к базальным и русловым фациям кривошеинского литокомплекса, имеющим здесь хорошо выраженную косую слоистость.

Выше по разрезу осадки, принимающие участие в его строении, становятся более мелко- и тонкозернистыми. Среднезернистые пески переслаиваются с тонкозернистыми иногда глинистыми песками, супесями, иловатыми супесями, суглинками и глинами. Последние нередко встречаются и в виде отдельных линз на различном стратиграфическом уровне описываемой аллювиальной пачки, слагая, по-видимому, старичную фацию аллювия. Для всей толщи аллювия весьма характерно наличие прослоев глинистых окатышей, мелкой разрозненной гальки, линзовидных прослоев галечника, обломков фоссиллизированной древесины, линз намытого фитодетрита и более крупной растительной сечки. В палеоботаническом отношении описываемые аллювиальные отложения охарактеризованы к настоящему времени недостаточно полно и, к сожалению, не во всех еще опорных разрезах. Тем не менее имеющиеся материалы, уже частично приведенные в работах М. П. Гричук (1961) и А. И. Стрижовой (1962), дают отчетливое представление о растительном покрове того времени. В пределах Среднего Приобья во время формирования рассматриваемых отложений господствовала лесная растительность. В ее составе среди темнохвойных пород, занимающих ведущее положение в составе спектра, значительная роль принадлежит пихте. Не менее характерным является присутствие пыльцы ели, секций *Euricea* и *Omorica*, не свойственных более молодым — среднечетвертичным отложениям, а также спор плаунов *Lycopodium clavatum* L., *L. annotinum* L. Наличие в спектре *Riccia frostii*, *R. crystallina* индикаторов того времени является весьма показательным. В нижней части обнажений, расположенных в районе сел Кривошеино и Амбарцево, вскрываются самые верхние члены разреза описываемых аллювиальных отложений, охарактеризованных типичными для них спорово-пыльцевыми спектрами. Отмеченные выше особенности спектра являются руководящими признаками, которые отличают спектры осадков данного отрезка времени от спектров аллювиальных отложений более молодого возраста, накапливавшихся в аналогичной климатической обстановке.

Выше по разрезу аллювий сменяется отложениями озерных фаций, содержащими спорово-пыльцевые спектры с элементами растительности тундрового типа.

Формирование кратко охарактеризованных аллювиальных отложений мы связываем с ранней аллювиальной фазой плейстоцена. Они залегают в основании довольно значительной по мощности серии аллювиальных нижне- и среднечлесточеновых осадков, которые в целом относятся В. А. Николаевым (1962) к отложениям великих прарек Западной Сибири. Охарактеризованный аллювий является наиболее древним членом разреза четвертичных отложений Среднего Приобья, его накопление предшествовало одному из ранних похолоданий четвертичного периода. В унифицированной схеме описываемые отложения объединены в доледниковый региональный горизонт — $Q_1^{дг}$, подробно охарактеризованный в целом ряде работ (Шацкий, 1956; Земцов, 1961, 1965; Мизеров, 1961, 1964_{1,2}; Нагорский, 1962). Характер спорово-пыльцевых спектров (Гричук, 1960, 1961; Стрижова, 1962) указывает на то, что эти отложения формировались в достаточно мягких климатических условиях, которые в настоящее время приравниваются к межледниковым.

Аллювиальные отложения, слагающие верхнюю часть разреза кривошейнской свиты, постепенно сменяются осадками типичных озерных фаций (рис. 7). Нередко наблюдающиеся довольно четкие границы раздела или следы слабо выраженных перерывов между осадками аллювиальных и озерных фаций не имеют регионального значения и являются чисто локальными, что присуще аллювиальным свитам. В типовых разрезах озерные осадки представлены серовато-сизыми, довольно плотными глинами, супесями и суглинками, имеющими или массивную, или слоистую текстуру. Слоистость этих отложений большей частью тонкая, горизонтальная (рис. 8), приближающаяся иногда к ленточной, или тонкая плетенчатая, напоминающая слоистость типа ряби мелководий и ряби течений, достаточно полно охарактеризованную в последней работе Л. И. Ботвинкиной (1962) и описанную Ю. А. Лаврушиным (1963). В литературе эти отложения хорошо известны под названием «сизых суглинков», описанных впервые в долине Оби В. Н. Сукачевым (1932), а затем П. А. Никитиным (1940), определившим из них комплексы довольно богатых семенных флор. Принимая участие в строении верхней части разреза кривошейнского комплекса осадков, озерные его фации пользуются более широким распространением, нежели подстилающие их осадки аллювиальных фаций; они обычно выходят далеко за пределы древних понижений рельефа, выполненных аллювием, и, следовательно, залегают на отложениях, различных по возрасту и стратиграфическому положению.

В Томском Приобье средняя мощность отложений озерных фаций кривошейнского комплекса колеблется в пределах 2—25 м. В Нарымском Приобье, в области более устойчивых и длительных неотектонических прогибаний, они имеют более устойчивый фациальный состав и по сравнению с районами, расположенными южнее, характеризуются несколько повышенной мощностью. Наиболее полно осадки фаций озерного типа изучены нами в бассейнах рек Кеть, Тым и Пайдугина, где впервые А. И. Стрижовой (1962) из них были выделены спорово-пыльцевые спектры. В естественных разрезах они вскрываются только в малую воду недалеко от устья р. Тым в основании несколько сниженного здесь левого борта долины Оби и поднимаются над урезом воды на высоту 0,5—3 м.

Из серовато-сизых суглинков, залегающих в основании разреза Вискова яра у с. Виртикос П. А. Никитиным в 1940 г. была определена семенная флора, которая получила название флоры «сизых суглинков». Несколько позже Ю. П. Казанским (1948) из этих отложений были проведены

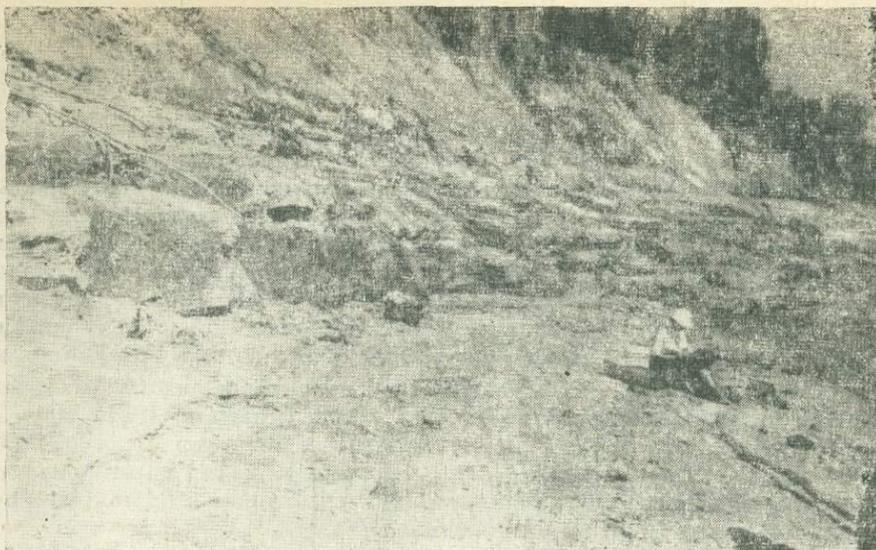


Рис. 7 Темно-серые нижнеплейстоценовые суглинки. «сизые суглинки» с. Амбарцево.

дополнительные сборы растительных остатков, которые позволили П. А. Никитину совместно с изученными им комплексами флор, доставленных ему из других разрезов четвертичных отложений Нарымского Приобья, выделить комплекс семенных флор, который был отнесен к холодной мохово-тундровой фазе «сизых суглинков». Формирование отложений, содержащих флоры аналогичного типа П. А. Никитин связывал с эпохой миндельского оледенения. Несколько ниже по течению Оби у с. Прохоркино, в обнажении Чагин яр сизые суглинки поднимаются в малую воду на вы-



Рис. 8. Слоистость в «сизых суглинках» (верхняя часть Кривошеинского комплекса) с. Кривошеино.

соту 0,6—1,5 м. Здесь они прослеживаются скважинами ниже уреза воды на глубину 6—7 м и ниже сменяются песками. Аналогичные отложения вскрываются выше устья р. Тым в обнажении у с. Карга. Здесь над урезом воды на высоту 2—3 м поднимаются плотные темно-серые суглинки со слегка волнистой горизонтальной слоистостью, обусловленной тонкими присыпками тонкозернистых сероватых песков, прослеживающихся по плоскостям напластования. Под микроскопом суглинки слабо алевритистые, слегка гидрослюдистые. Глинистая масса в основном анизотропная, слабо поляризует немногочисленные гидрослюдистые чешуйки. Очень много растительного детрита. Часты сильно ожелезненные прослойки. Легкая фракция тонкопесчанистых и алевролитовых частиц представлена наполовину кварцем, а затем ортоклазом и мусковитом. В тяжелой фракции половина всего объема принадлежит рудным минералам, остальная часть представлена роговой обманкой, эпидотом и др. Среди глинистых минералов обнаружен хлорит, гидрослюда и каолинит. Электронномикроскопические съемки показывают, что по форме глинистые частицы подразделяются на две группы: крупные изометричные, непрозрачные частицы (видимо, кварц и гидрослюда) и очень мелкие расплывчатые полупрозрачные (видимо, хлорит).

Из разреза этих отложений А. И. Стрижовой были выделены довольно богатые спорово-пыльцевые спектры, свидетельствующие о холодном климате того времени. В спектрах господствует споровая группа растений, преимущественно составленная спорами сфагновых мхов (встречаются разные виды, до 60%), споры зеленых мхов составляют 30%. Отмечаются индикаторы холодного климата *Lycopodium pungens*, *L. complanatum*, *L. sitehense*, *Sphagnum sp.*, *Meesia* и т. д. На втором месте группа древесных пород, среди которых доминирует пыльца березы (до 50%), пыльца карликовой березки колеблется от 10 до 30%. Довольно значительное место в спектре составляет пыльца темнохвойных пород: пихта — 3%, ель (разные виды) до 20%, сибирский кедр до 10%. Встречается и переотложенная пыльца, вымытая из третичных отложений (*Tsuga*, *Juglans*, *Tilia*). Содержание пыльцы травянистых растений сравнительно незначительно: в среднем 16% общего состава пыльцы и спор в спектре. В ее составе встречается пыльца осоковых, злаков, полыней, сложноцветных, вересковых. Постоянно присутствует пыльца растений водных и прибрежно-водных условий обитания, отмечается пыльца крестоцветных, свидетельствующих о холодном климате. К сожалению, у с. Прохоркино (Чагин яр) сизые суглинки остались еще палинологически неохарактеризованными. Однако в составе спор и пыльцы из образцов, взятых из основания диагональных песков (нижняя часть слоя 1 разреза, 57 стр), залегающих непосредственно на сизых суглинках, изучены: *Lycopodium pungens*, *L. appressum* и виды *Saxifragaceae*, характерные для перигляциальных условий обитания. Это является косвенным признаком, указывающим на более холодный климат времени формирования сизых суглинков, подстилающих «диагональные» пески.

Отдельные фрагменты строения и фациального состава описываемых отложений можно наблюдать также в обнажениях, расположенных в более южных районах исследованной территории, где они лишь частично уцелели от последующего размыва. Так, например, в районе с. Амбарцево вскрываются нижние члены разреза озерных фаций, сменяющиеся ниже песками, залегающими на нижнеплейстоценовом галечнике. Здесь в основании разреза залегают крупнозернистые гравелистые косослоистые пески с обломками fossilizированной древесины. Озерные отложения (см. рис. 7), прослеживающиеся выше, представлены серовато-коричневыми и сизоватыми супесями, переслаивающимися с суглинками и

глинами. Видимая мощность описываемых осадков составляет в этом разрезе всего 4,5 м.

А. И. Стрижова (1964), изучавшая из этих отложений спорово-пыльцевые спектры, отмечает, что растительный покров того времени был довольно своеобразным. Заметно преобладали травянистые растения из осоковых, злаков, лютиковых, зонтичных, гвоздичных, маревых и полыней, а также представители лесотундровых формаций. Среди древесных пород преобладала береза, а из темнохвойных, встречавшихся в незначительном количестве, доминировала ель (*Picea sect. Eurpicea*, *Picea sect. Omorica*) и значительное место занимала сосна. Достаточно широко был развит моховой покров, в котором известная роль принадлежала *Riccia frostii*, *Riccia crystallina*. Среди кустарничковых характерно присутствие карликовой березки и сопутствующих ей индикаторов холодного климата и пегригляциальных условий обитания *Selaginella sibirica* (Milda) Hieron., *Lycopodium pungens* La. Pul., *Botrychium boreale*, *Sphagnum* sp. 10.

Спектры этого же типа были изучены ранее М. П. Гричук (1964) и А. И. Стрижовой (1962) из аналогичных отложений, вскрывающихся в районе с. Кривошеино, где они обнажаются чрезвычайно редко и только в период самой низкой межени.

М. Р. Махензон (1966), проводившая минералогические исследования четвертичных отложений у с. Кривошеино, отмечает, что отложения кривошеинского литокомплекса в данном разрезе довольно ясно отличаются от залегающих выше аллювиальных отложений тобольского горизонта Q_1^2 . Они характеризуются при соотношении основных компонентов тяжелой фракции (группы рудных 15—17%, группы эпидота — 38—42% и роговой обманки 24—28%) значительно более слабой окатанностью зерен и присутствием зерен марказита, а в легкой фракции более высоким содержанием кварца. Приведенные выше, хотя и незначительные отличия минералогического состава и другие особенности последнего, более полно изложенные в работе М. Р. Махензон, свидетельствуют о литологической самостоятельности древнечетвертичного аллювия и вместе с тем подчеркивают стратиграфическую самостоятельность отложений кривошеинского литокомплекса. К сожалению, в охарактеризованном разрезе вскрываются осадки только нижней части озерных фаций кривошеинского комплекса, которые более полно представлены в скважинах, заложенных в пределах междуречных пространств Томского Приобья и объединены в этом районе в региональный древнеледниковый горизонт (Бабин, устное сообщение).

Для этого района в целом осадки кривошеинского литокомплекса характеризуются следующим содержанием минералов тяжелой фракции. Рудные составляют 26—28%, группа эпидота — 34—36%, роговая обманка — 25—27%. В пределах 1—1,5% встречается гранат, 2—2,5% составляет циркон. Остальные минералы тяжелой фракции (дистен, андалузит, апатит, сфен, анатаз, ставролит, турмалин) встречаются в долях процента. Весьма характерным для описываемых отложений и всего разреза четвертичных отложений является общая свежесть минералогического комплекса и наличие пироксенов. Пироксены не характерны для третичных отложений и почти отсутствуют в последних в Среднем Приобье, а для отложений четвертичной системы они являются корреляционными и обычно встречаются в пределах 2—4%.

Среди минералов легкой фракции отчетливо преобладает кварц, 56—72%, содержание полевых шпатов составляет 24—26%. Примерно 5—7% легкой фракции приходится на обломки пород, постоянно присутствуют слюды.

Особенно отчетливо нижнеплейстоценовые отложения выделяются по

содержанию акцессорных минералов, изучение которых в бассейне нижнего течения Чулыма проводилось (Е. П. Нагорская) после удаления минералов магнитной и электромагнитной фракции, т. е. после удаления минералов группы рудных, группы эпидота и группы амфиболов. В процентном содержании минералов, оставшихся в тяжелой фракции, преобладающее место занимает циркон (40—78%). Апатит занимает также ведущее положение, его содержание колеблется в пределах 20—46%. Гранат составляет всего 2—8%, несколько в большем количестве встречается лейкоксен, составляющий 6—13%. От залегающих выше аллювиальных осадков среднечетвертичного возраста описываемые отложения отличаются высоким содержанием апатита и незначительным содержанием граната и сфена, достигающих в среднечетвертичных осадках достаточно высокого содержания. К сожалению, с применением этого метода, позволяющего весьма успешно коррелировать отложения отдельных горизонтов, были изучены четвертичные отложения пока лишь в бассейне Чулыма.

В более северных районах исследованной территории — в Нарымском Приобье при общей той же минералогической ассоциации несколько меняется лишь процентное содержание основных компонентов тяжелой и легкой фракции. Содержание минералов из группы рудных колеблется в пределах 24—32%, группа эпидота составляет 32—36%. Отмечается несколько пониженное количество роговой обманки (до 15—20%) и заметно повышается содержание граната (3—6%). Постоянно присутствуют другие минералы метаморфического комплекса пород, наряду с которыми отмечается повышенное содержание циркона, составляющего 3—6%. Содержание минералов из группы пироксенов, как и в Томском Приобье, колеблется в пределах 2—4%.

В легкой фракции отмечается несколько повышенное содержание кварца (до 60—65%) и соответственно с этим снижается содержание полевых шпатов (до 16—18%). Так же как и в более южных районах, в небольшом количестве присутствуют слюды.

Спорово-пыльцевые спектры выделенных из многочисленных разрезов характеризующихся отложений озерных фаций (Гричук, 1961; Стрижова, 1962; Букреева, 1965) свидетельствуют о достаточно холодных климатических условиях времени их формирования и, несомненно, о еще более холодных и суровых, чем условия накопления подстилающих их осадков аллювиальных фаций кривошеинского комплекса. Эту фазу похолодания раннечетвертичной эпохи большинство исследователей приполярной зоны Западной Сибири (Лазуков, 1959; Каплянская, Тарноградский, 1961; Волкова, 1962; Шацкий, 1956), так же как и авторы данной работы, связывают с первым (?) досамаровским оледенением. Следы его в последнее время обнаружены во многих районах низменности и наиболее подробно описаны Г. И. Лазуковым (1962) и Ю. Ф. Захаровым (1965). Раннеплейстоценовое похолодание отчетливо фиксируется не только на севере низменности и в Среднем Приобье, но и в более западных ее районах, охватывающих бассейн Иртыша (Волкова, 1962; Каплянская, Тарноградский, 1961). На юге низменности отложения этой эпохи охарактеризованы степными спорово-пыльцевыми спектрами. В их составе Г. Ф. Букреева (1964) отмечает виды, характерные для перигляциальных условий обитания. Эта фаза похолодания климата в раннеплейстоценовой истории осадконакопления выражена наиболее четко и ярко. Одновременно она является первым крупным похолоданием в четвертичном периоде. По-видимому, ему предшествовала еще одна ранняя и, несомненно, более слабая фаза похолодания, выявленная пока лишь в нескольких пунктах Западной Сибири (Гричук, 1961; Стрижова, 1962), в связи с чем вопрос о ее самостоятельности остается пока открытым. Очень возможно, что более ран-

няя фаза похолодания будет характеризовать климатическую обстановку верхнего плиоцена (?), однако положение отложений, содержащих весьма своеобразные спорово-пыльцевые спектры (Стрижова, 1962), в сводном разрезе верхнеплиоценовых-нижнечетвертичных отложений выяснено еще недостаточно. Так же не ясны взаимоотношения этих осадков с подстилающими и перекрывающими отложениями, хотя несомненно, что они занимают наиболее низкое стратиграфическое положение среди отложений, которые в Нарымском Приобье относятся нами к четвертичной системе. Там они залегают на размытой поверхности песчано-глинистых осадков олигоцена и миоцена.

Вот почему до выяснения этого вопроса формирование отложений, отнесенных к кривошеинскому литокомплексу, мы связываем с самым ранним этапом осадконакопления четвертичного периода. В строении соответствующих ему осадков, как видно уже из кратко изложенного материала, отчетливо обособляются две группы фаций — аллювиальная, принимающая участие в строении нижней половины разреза кривошеинского комплекса осадков и его базальных фаций, и озерная, слагающая верхнюю пачку его осадков. По-видимому, в отдельных районах Среднего Приобья в составе осадков верхней пачки существенное значение играют и субэральные отложения, а также осадки, формировавшиеся в периодически сменяющейся субэральной и субаквальной обстановке, но выделение этих отложений в самостоятельную генетическую группу при масштабе наших исследований не представляется возможным. Отложения типичных аллювиальных фаций в составе верхней преимущественно озерной пачки хотя и присутствуют, но пользуются локальным распространением.

Литолого-фациальная самостоятельность описываемого комплекса осадков совершенно очевидна. Они содержат своеобразные семенные флоры холодной мохово-тундровой фазы «сизых суглинков» и спорово-пыльцевые спектры, отличающиеся от спектров более поздних этапов осадконакопления некоторым своеобразием состава. Как уже отмечалось, присутствие *Riccia frostii*, *Riccia crystallina* является характерным только для отложений кривошеинского литокомплекса, т. е. для раннеплейстоценового времени. Особенно характерны они для его первой половины, так как эти виды почти не встречаются в столь массовом количестве в четвертичных отложениях более молодого возраста. О самостоятельности описываемых отложений свидетельствуют также их литолого-минералогические особенности и комплекс физико-механических свойств глинистых пород, заключенных в толще пойменных и озерных фаций (табл. 3). Все изложенное выше позволяет считать охарактеризованные отложения наиболее древними плейстоценовыми образованиями. Формирование их отвечает полному циклу изменения климата — его более теплой (межледниковой) и сменяющей ее во времени более холодной (ледниковой) стадии. Отчетливо выраженные и широко развитые осадки аллювиальных фаций, а также осадки озерных фаций могут быть выделены в самостоятельные пачки или горизонты, что нашло свое отражение в принятой в настоящее время унифицированной схеме. Отложения аллювиальных фаций кривошеинского комплекса объединены в доледниковый горизонт — Q_1^{dg} , а четко обособляющиеся в разрезе фации озерного типа, слагающие верхнюю пачку его осадков, известны в литературе как отложения демьянского регионального горизонта — Q_1^{dm} , накапливавшиеся в эпоху древнечетвертичного оледенения. Таким образом, отложения кривошеинского лито-комплекса обнимают парагенетически единый цикл осадков аллювиальных и озерных фаций. Они достаточно хорошо обособляются в сводном разрезе отложений четвертичной системы исследованной территории Среднего При-

обья. Их формирование отвечает крупному этапу (ритму) осадконакопления, охватывающему раннеплейстоценовую эпоху четвертичного периода.

Среднеплейстоценовые аллювиально-озерные отложения — Q_2

Отложения среднечетвертичного возраста в исследованном регионе развиты наиболее широко. Они достаточно хорошо расчленяются на два самостоятельных литологически обособленных комплекса, соответствующих двум этапам осадконакопления. Отложения раннего этапа осадконакопления среднего плейстоцена, охватывающего тобольский и самаровский века, выделяются под названием вертикасовского литокомплекса. Отложения, формировавшиеся во время более позднего этапа осадконакопления, охватывающего самаровско-тазовский и тазовский века, объединены в соколовский литокомплекс.

а. Ранний этап осадконакопления среднеплейстоценовой эпохи (вертикасовский аллювиально-озерный литокомплекс — Q_2^{1-2})

Аллювиальные, аллювиально-озерные и озерные отложения вертикасовского литокомплекса имеют региональное распространение. Они вскрываются почти во всех естественных разрезах коренного борта долины Оби и долин ее правых и левых притоков, а также в пределах их водораздельных пространств, где хорошо прослеживаются по скважинам. Аллювиальные фации описываемого комплекса осадков, представленные серыми, среднезернистыми косослойстыми хорошо промытыми песками, известны в литературе как осадки тобольского горизонта (тобольского — миндельрисского межледниковья) (Шацкий, 1956; Земцов, 1965; Мизеров, 1957, 1966; Фениксова, 1956, 1966). Озерные и частично субаэральные отложения, венчающие разрез вертикасовского литокомплекса, распространены не менее широко, чем его аллювиальные фации, и обычно описываются как отложения самаровского регионального горизонта. Следует подчеркнуть, что аллювиального и озерного типа фации вертикасовского комплекса осадков развиты далеко за пределами современной долины Оби и долин ее левых и правых притоков. Региональное развитие их в пределах Обь-Томского междуречья подтверждено М. Н. Нагорским (1964). Они довольно детально изучены в левобережной зоне Оби, охватывающей Обь-Шегарский водораздел и более северные районы восточного склона Обь-Иртышского междуречья, окружающие бассейны рек Чай и Бакчара. В правобережной зоне Томи и Оби, охватывающей бассейн Чулыма, Кети и Тыма и обширные водораздельные пространства этих рек, описываемые отложения изучены по естественным разрезам и скважинам (Богдашев, Дидрихс, Мизеров и др., 1961). В Вахском Приобье отложения этой эпохи осадконакопления впервые детально были описаны С. Б. Шацким (1956) и А. А. Земцовым (1961).

Повсеместно в пределах исследованного региона и окружающей его территории отложения вертикасовского литокомплекса лежат на размытой поверхности аллювиальных и озерных фаций кривошеинского литокомплекса, а также третичных аллювиально-озерных отложений киреевского и козюлинского литокомплексов.

В основании осадков вертикасовского комплекса прослеживаются средне- и крупнозернистые гравелистые пески, слагающие их базальный горизонт. Более широко грубозернистые осадки фаций базального горизонта представлены по обрамлению основной области седиментации и довольно часто вскрываются в естественных разрезах Томского Приобья.



Рис. 9. Глинистые окатыши в основании песков тобольского горизонта (с. Уртам).

В этом районе базальные среднечетвертичные галечники хорошо обособляются литологически от более древних галечников нижнечетвертичного и третичного возрастов по полимиктовому составу слагающего материала, представленного различными осадочными, изверженными и метаморфическими породами. Наиболее типичные разрезы фаций базального горизонта вертикосовского комплекса осадков можно видеть в обнажениях по Оби выше устья Томи. В разрезе у с. Киреевского, где осадки вертикосовского комплекса имеют сокращенную мощность (слои 3—11 разрез, приведенного на стр. 39), хорошо выражены фации базального



Рис. 10. Характер слоистости в песках тобольского горизонта «диагональные пески» (с. Уртам).

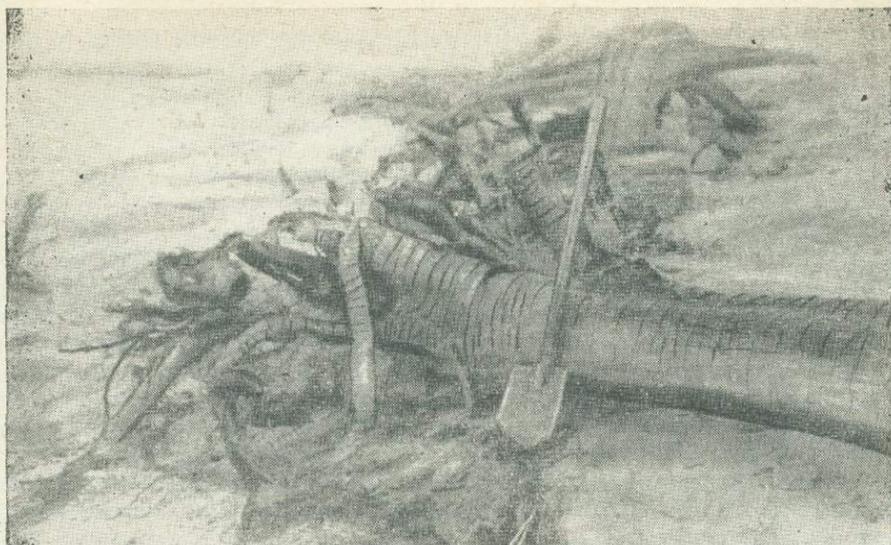


Рис. 11. Стволы деревьев в крупнозернистых песках тобольского горизонта (с. Кривошеино).

горизонта, в строении которых принимают участие галечники и грубозернистые пески. У с. Уртам в составе грубозернистого аллювия базального горизонта встречаются линзовидные прослои своеобразных глинистых окатышей (рис. 9 и 10), достигающих в поперечнике 20—40 см. В фациях базального горизонта у с. Кривошеино, представленных средне- и крупнозернистыми косослоистыми песками (слой 9), несколько лет тому назад были вымыты целые стволы погребенных деревьев, принадлежащих соснам (рис. 11), захороненных в отложениях субфации залама (Лаврушин, 1963). В разрезе четвертичных отложений здесь прослеживаются сверху вниз (разрез в нижней по течению части яра):

Q ₃	1. Суглинки буровато-желтые лессовидные, со столбчатой отдельностью, макропористые, с известковыми журавчиками	4 м
Q ₃	2. а) Гумусированный горизонт (погребенная почва)	
Q ₂ ²	б) Суглинки желтовато-палевые лессовидные, пылеватые со столбчатой отдельностью, с известковыми журавчиками	6 м
Q ₃ ¹	3. а) Гумусовый горизонт (погребенная почва болотного типа)	
Q ₂ ⁴	б) Суглинки желтовато-бурые, неясно слоистые, со столбчатой отдельностью. В кровле наблюдаются псевдоморфозы по трещинам, по-видимому, морозобойного происхождения, проникающие на глубину 30—40 см и нарушающие погребенную почву	7 м
Q ₂ ³	4. Пески серые, мелкозернистые, в верхней части переслаиваются с палевыми тонкослоистыми супесями, глинами и суглинками, в основании присутствует мелкий гравий и глинистые окатыши	6 м
Q ₂ ²	5. Суглинки сизые, плотные, с тонкой горизонтальной (ленточноподобной) слоистостью, при высыхании проявляется неправильной формы щебенчатая текстура, в основании встречаются остатки фауны крупных млекопитающих	5 м
	6. Суглинки сизые, неслоистые, ниже коричневатые, сильно гумусированные	1—1,6 м
	7. Торф сильно разложившийся, спрессованный	0,3 м
Q ₂ ²	8. Суглинки темно-серые, сизые, плотные, в верхней части с мелкокомковатой (ореховой) текстурой	0—1,6 м
Q ₂ ¹	9. Пески серые, с горизонтальной слоистостью, в верхней части желтова-	

тые, мелкозернистые, переслаивающиеся с палевыми тонкослоистыми супесями и сероватыми суглинками

7 м

10. Пески светло-серые, среднезернистые, в основании косослоистые («диагональные пески»), в верхней части переслаиваются с более мелкозернистыми и глинистыми песками (проследиваются до уреза воды)

7 м

$Q_1^2 - Q_1^1$ 11. В верхнем конце обнажения вскрываются темно-серые суглинки и супеси «сизые суглинки» (а), которые ниже сменяются буровато-коричневыми супесями и глинистыми песками (б) и затем среднезернистыми и крупнозернистыми песками с гравием и древесиной (в)

6 м

В основании разреза вскрываются сизые суглинки и супеси (слой 11), которые были уже охарактеризованы нами при описании отложений кривошеинского комплекса. Из вышележащих песков (слои 10, 9), вошедших в литературу под названием «диагональных песков», была изучена семенная флора, за которой сохранилось название флоры «диагональных песков». Формирование этого аллювия П. А. Никитин (1940) связывал с миндель-рисским временем — «в Сибири — прохладным межледниковьем». Из средней части разреза, которую слагают серовато-сизые суглинки с погребенными торфяниками (слои 6, 7, 8), П. А. Никитин была описана семенная флора так называемого покровного комплекса, возраст которой датировался риссом.

В. П. Никитин, проводивший в последнее время специальные сборы из отложений данного разреза и изучивший семенную флору из отложений, занимающих различное стратиграфическое положение, пришел к выводу, что семенные флоры так называемых «сизых суглинков» и «диагональных песков» являются одновозрастными, а имеющиеся различия в составе флор объясняются фациальными особенностями накопления осадков. Возраст этих флор В. П. Никитин датирует довольно определенно, считая, что они являются миндель-рисскими. Нам представляется, что флора типа «диагональных песков» может встречаться в отложениях, охватывающих более широкий стратиграфический диапазон — нижний плейстоцен и, возможно, даже вторую половину среднего плейстоцена.

О составе спор и пыльцы, изученных А. И. Стрижовой (1962) из песков и глинистых супесей (слой 11, в и б), свидетельствующих о перигляциальном типе растительного покрова, мы уже упоминали при характеристике кривошеинского комплекса осадков, которые прослеживаются скважинами ниже уреза воды на 16—20 м. Данные спорово-пыльцевого анализа, проведенного по этому разрезу М. П. Гричук, уже известны из литературы, поэтому мы дадим их самую сжатую характеристику. Сизые суглинки (слой 11, а) формировались, как отмечает М. П. Гричук (1964), во время господства степной растительности. Местами в то время произрастала ель, другие древесные породы отсутствовали. Эта фаза развития растительности маркируется как нижний максимум ели, с ней совпадает формирование крупнозернистых косослоистых песков, слагающих нижнюю часть слоя (10). Время формирования верхней части слоистых песков (вторая половина слоя 10) отвечает постепенному распространению сосново-березовых лесов, вытесняющих степи, и характеризует климатический оптимум (вторая фаза развития растительного покрова). Верхняя часть аллювиальных отложений (нижняя часть слоя 9) отражает время широкого распространения темнохвойной растительности (верхний максимум ели), местами были развиты березовые леса. Далее по разрезу наблюдается смена темнохвойной таежной растительности растительностью перигляциальных условий обитания (верхняя часть слоя и слой 8). Отложения, охарактеризованные аналогичными спорово-пыльцевыми спектрами, вскрываются несколько ниже по течению реки напротив с. Амбарцево. Здесь в основании обнажения залегают серые косослоистые пески (слой 8 разреза, стр. 66) сменяющиеся выше по разрезу более тонкозерни-

тыми песками и затем озерными суглинками с погребенными торфяниками (слой 6). В основании песков (слой 8) В. П. Никитиным (1964) была собрана семенная флора, содержащая более 120 видов растений. Этот комплекс В. П. Никитин считает типичным для флор «диагональных песков», характерных для отложений тобольского горизонта. В спорово-пыльцевом спектре, изученном (Стрижова, 1962) из этих отложений, хорошо улавливается третья фаза изменения растительности, тогда как первая и вторая фазы выражены слабее. Для толщи песков (слои 8, 7) и нижней части болотных суглинков (нижняя часть слоя 6) характерна темнохвойная ассоциация растений. Два максимума ели, из которых нижний только намечается, а верхний приходится на нижнюю часть озерных серых суглинков, разделяются фазой смешанных лесов (вторая фаза) с преобладанием березы.

Не менее полно отложения аллювиальных фаций вертикасовского литокомплекса представлены и в более северных районах исследованного региона, что можно видеть в одном из стратотипических разрезов Вискова яра, расположенном у с. Вертикос (см. рис. 49). Здесь снизу вверх обнажаются:

Q ₂ ¹ 1. Выше уреза воды в реке на суглинках, содержащих флору «сизых суглинков», залегают серые пески, среднезернистые	1—8 м
2. Суглинок темно-серый, тонкослоистый с мельчайшими линзовидными прослоями светло-серого песка, супеси и линзочками торфа. Характерно большое содержание мусковита. Суглинок залегает в виде линзы и имеет переменную мощность	1—8 м
Q ₂ ² 3. Суглинок серый с голубоватым оттенком, опесчаненный, без видимой слоистости	3,5 м
4. Глина темно-серая, слоистая с прослоями сидеритов и большим количеством линзочек растительного детрита, в основании с прослоем торфа и линзочек песка	3,5 м
Q ₂ ³ 5. Супесь серая с линзочками торфа	1,2 м
6. Суглинок темно-серый с сидеритовыми включениями, растительным детритом, выше по разрезу постепенно переходит в глину	1,2 м
7. Глина темно-серая с тонкими прослоями супеси и песка, с крупными конкрециями сидеритов (ширина 1—4, длина до 30 см). В основании толщи с прослоями (1—4 см) сидерита	8 м
Q ₂ ⁴ 8. Суглинок темно-серый с линзовидными прослоями песка и супеси	4,8 м
9. Суглинок темно-серый плотный	0,7 м
Q ₃ 10. Суглинок бурый комковатый с горизонтальными прослоями супеси	2,2 м

Из серых песков, залегающих, как отмечалось ранее, на темно-серых суглинках, содержащих семенные флоры «сизых суглинков», относимых П. А. Никитиным (1940) к миндельскому веку, были также определены семенные флоры, но несколько иного состава. Эти флоры являются типичными флорами «диагональных песков» — флорами, характерными для миндель-рисского времени. Из аллювиальных фаций этого разреза (слой 1—2) М. Р. Вотях (1962) были изучены спорово-пыльцевые спектры. Они позволяют говорить о том, что во время накопления этих отложений растительность была очень сходной с современной, произрастающей в этом районе, таежной. В ее развитии довольно отчетливо вырисовываются три фазы — фаза степей с нижним максимумом ели, фаза распространения березовых лесов и фаза наиболее широкого распространения темнохвойной растительности — верхний максимум ели. Фазе темнохвойной тайги отвечает формирование озерно-болотных (пойменного типа) серовато-сизых суглинков с торфяниками (слой 2), венчающих разрез аллювиальных фаций вертикасовского комплекса осадков. Они являются переходными образованиями между подстилающим аллювием и залегающими выше осадками озерных водоемов, формировавшихся в суровых климатических условиях.

Несколько выше устья р. Тым в обнажении у с. Карга в верхней части аллювиальной пачки, залегающей, как и в районе сел Вертикос и Прохоркино, на сизых суглинках, Ю. П. Казанским были собраны растительные остатки, из которых П. А. Никитиным была выделена довольно богатая в видовом отношении семенная флора. Эту флору П. А. Никитин отнес к флоре одного из вариантов «сизых суглинков», но отвечающей теплой фазе, наступившей после холодной мохово-тундровой фазы «сизых суглинков». Совершенно аналогичная семенная флора была в это же время изучена П. А. Никитиным из основания разреза «диагональных» песков, вскрывающихся в районе с. Прохоркино, расположенного в 20 км ниже по течению Оби от с. Вертикос. Несколько ранее из этих же отложений была описана семенная флора, получившая название флоры «диагональных песков». Таким образом, флоры «диагональных песков» и флоры теплой фазы «сизых суглинков» характеризуют отложения аллювиальных фаций вертикосовского комплекса осадков или тобольского регионально-горизонта. А. И. Стрижова (1962, 1966), изучившая состав спор и пыльцы из аллювиально-озерных отложений (слои 1—2) вертикосовского комплекса, вскрывающихся в обнажении Чагина яра (рис. 50) отмечает, что во время их накопления существовала лесная темнохвойная растительность, состав которой с преобладанием ели над пихтой в общем составе древесных пород характеризует тобольское — миндель-рисское межледниковье, причем широкое развитие темнохвойных лесов (верхний максимум ели) совпадает с формированием пойменных и озерных фаций, представленных серовато-сизыми суглинками с торфяничками (слой 2, стр. 57).

В. П. Никитин (1962), изучивший семенную флору (более 110 видов), собранную им в основании вскрывающихся здесь песков и сопоставив ее с семенными флорами, определенными ранее П. А. Никитиным (1940, 1948), пришел к выводу о том, что этот комплекс типичен для флоры диагональных песков.

В более верхней части разреза описываемые осадки вертикосовского литокомплекса, представленные крупно- и среднезернистыми косослоистыми песками (рис. 12) фаций его базального горизонта, сменяются более мелкозернистыми. Характер наслоения свидетельствует о том, что

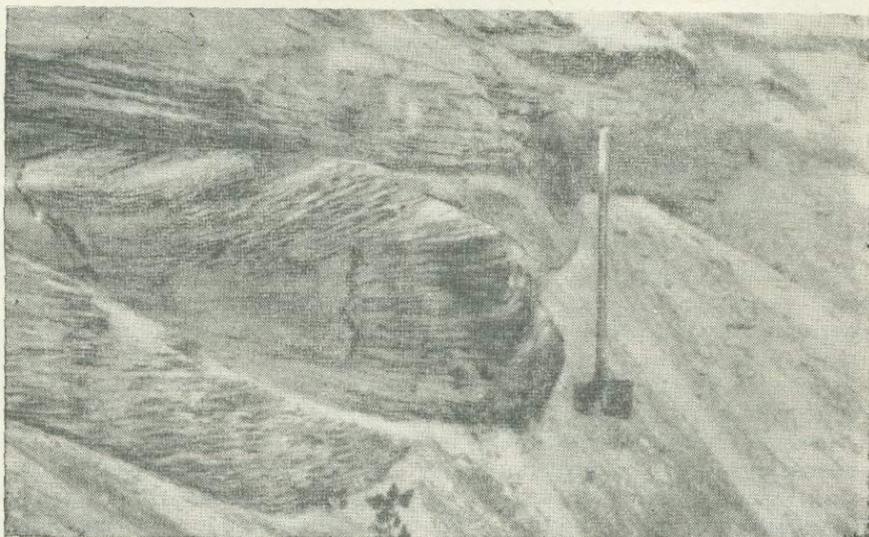


Рис. 12. Слоистость аллювия тобольского горизонта (с. Кривошеино).

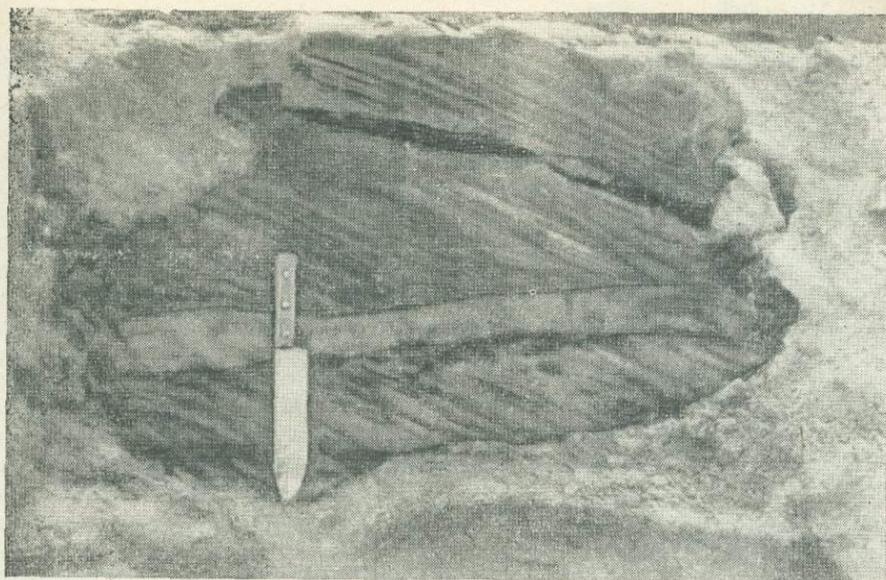


Рис. 13. Слоистость в верхней части русловых песков тобольского горизонта.

русловый аллювий постепенно переходит в осадки фаций (рис. 13) прирусловой отмели (Шацнер, 1950, 1961), что можно видеть во многих естественных разрезах и в обнажениях в районе сел Воронцево, Кривошеено и др. В верхней части осадков аллювиальных фаций мелко- и среднезернистые пески сменяются более тонкозернистыми и глинистыми песками, переслаивающимися с супесями, глинами и суглинками. В соответствии со сменой кластического материала меняется и характер слоистости. Слоистость становится более спокойной, горизонтальной. Горизонтально



Рис 14 Слоистость в супесях тобольского горизонта.



наслоенные серии разделяются на ряд пачек, отличающихся по типу более мелкой слоистости, то тонкой косой с пологими углами наклона, то волнисто-линзовидной, перекрестной или перистой, характерной для мелководий (рис. 14) и для ряби течений и волнений. В верхней части аллювиальной серии осадков широким распространением пользуются пойменные, озерные и озерно-болотные глины и суглинки, характерные для фаций озерного и пойменного типов (рис. 15). К этим отложениям нередко приурочены погребенные торфяники, гумусовые горизонты и погребенные почвы болотного типа, свидетельствующие о значительном участии субэаральных процессов во время формирования озерных, озерно-болотных

Рис. 15. Переход аллювиальных осадков в озерные, верхняя часть тобольского горизонта.

и пойменного типа фаций. Большой частью со временем их формирования совпадает широкое распространение темнохвойной таежной растительности (верхнего максимума ели). Как уже видно из приведенного материала, разрез аллювиальной пачки вертикосовского комплекса осадков венчается отложениями озерно-болотного и пойменного типов, пользующихся весьма широким распространением не только в северных, но и в южных районах исследованного региона. Отмеченная выше последовательность осадконакопления отчетливо видна и в известном разрезе Красного яра, расположенном в 18 км ниже г. Новосибирска. Здесь в цоколе высокой террасы в правом борту реки вскрывается разрез отложений вертикосовского литокомплекса, среди которых аллювиальная пачка представлена наиболее полно. В основании ее залегают серые разнозернистые пески. Ниже уреза воды пески прослеживаются скважинами на глубину 10—12 м. Подошва их в данном разрезе не вскрыта.

Непосредственно в обнажении от уреза воды прослеживаются средние и крупнозернистые пески типичных русловых фаций (слой 7, разрез на стр. 80). Слоистость крупная, параллельная, обусловлена чередованием серий серых крупно- и среднезернистых песков и серий серовато-желтых более мелкозернистых песков с типичной косой слоистостью, имеющей довольно значительные углы наклона. Иногда встречаются прослой крупнозернистых песков, содержащих гравий и мелкую гальку. В значительном количестве в этих отложениях встречается гумифицированная древесина, иногда обломки отдельных стволов и линзы растительного детрита. К прослоям крупнозернистых песков, прослеживающихся в этой пачке аллювия, приурочены обломки мелких костей (чаще ребер) крупных млекопитающих, по-видимому, принадлежащих большей частью роду *Equus*.

Из этих отложений П. А. Никитиным по сборам В. А. Николаева и Б. В. Мизерова (1946) определена довольно многочисленная семенная флора, насчитывающая более 85 видов растений, синхронных породе. Наиболее характерными для этого комплекса являются *Selaginella selaginoides* (L.) Link., *Larix*, *Picea*, не менее восьми видов *Potamogeton*, *Betula humilis*, *Cochlearis*, *Bunias Sukaczewii* (Nikit) Kipiani., *Elatine hycpropte*

ris L., обычных для флор так называемых «диагональных песков» бассейна Оби. Позднее в разное время В. А. Мартыновым и Е. К. Вериге из этих отложений и на бечевнике были собраны отдельные кости млекопитающих. Из обнаруженных *in situ* Э. А. Вангенгейм определены *Bison priscus* sub. sp. (?), переходная форма между *longiconis* и *deminutus*. Кости, найденные на бечевнике, принадлежат *Bison priscus* Bos., *Elephas* sp. (трубчатая кость), *Equus* sp. (березовая кость), *Megaloceros* sp. (обломки плечевой кости), *Equus caballus* sub. sp. (?) и *Bison priscus* sp. (?)

В 1963 г. на бечевнике В. А. Мартыновым были обнаружены часть нижней челюсти с зубом, принадлежащая раннему типу *Mammuthus primigenius* (Blumm), нижняя челюсть *Eguus* sp. (вероятно, *Caballus*), метатарсальная кость очень крупной особи *Eguus caballus* sub. sp. (?) и часть черепа с основанием рога *Cervus* ex. gr. *elaphas*. В настоящее время еще трудно сделать вывод о принадлежности перечисленных выше костных остатков, собранных на бечевнике, к описываемым отложениям. Не исключена возможность захоронения их в отложениях, залегающих на более высоком стратиграфическом уровне — в осадках (слой 3), подстилающих аллювиальные террасовые пески, в которых также известно нахождение костей млекопитающих, к сожалению, оказавшихся еще неопределенными.

Выше по разрезу пески становятся более мелкозернистыми, желтовато-серыми и менее крупнослойстыми, иногда встречаются прослой супесей. В соответствии с изменением обстановки осадконакопления меняется и характер слоистости. Серии слоев становятся менее мощными, наблюдается более правильное их параллельное наслоение, косая слойчатость в сериях становится более тонкой, отмечаются серии с незначительными углами наклона косой слойчатости. В прослоях, сложенных более тонкозернистым материалом, тонкозернистыми песками и глинистыми супесями, наблюдаются нарушения слойчатости в виде мелкой гофрировки и незначительных смятий. Общая мощность пачки по разрезу колеблется в пределах 5—7 м.

Выше совершенно согласно лежит пачка еще более мелкозернистых песков, общая мощность которой составляет 5—8 м. Хорошо отмытые мелкозернистые пески переслаиваются с глинистыми песками, а в верхней части с серовато-сизыми суглинками. Наблюдается параллельное чередование более мелких серий с различным типом слойчатости полого-косой, косо-волнистой, а также слойчатостью типа ряби течения и волнения. По всей пачке встречаются линзы растительного детрита и обрывки стеблей и веток гумифицированной древесины. М. Г. Горбуновым из этих отложений по сборам В. А. Мартынова определены шишки *Picea obovata* Ledb., *Larix sibirica* Leb.

Выше залегают пачка серовато-сизых суглинков (средняя мощность около 2—4,5 м) пойменно-озерных фаций, постепенно сменяющих нижележащие отложения. Местами суглинки приобретают буроватый оттенок. Текстура суглинков массивная, иногда неясно слоистая. Участками суглинки гумусированы. В верхней части наблюдаются гумусированные прослой, к которым большей частью приурочены остатки гумифицированной древесины. Слоистость более отчетливо выражена в нижней части суглинков — в зоне перехода к нижележащим отложениям. Из этих отложений А. И. Москвитиным (1960) были собраны моллюски, среди которых определены *Bithynia nentaculata* L., *Sagnicola palustris* V. *diluviana* Andre.

Из линз торфяничков, встречающихся более часто в основании разреза диагональных песков и обнажающихся обычно в период межени, а также заключенных в более высоких горизонтах описываемых отложений, по сборам В. А. Мартынова В. П. Никитиным изучена семенная флора. Весь комплекс семенной флоры (117 родовых и видовых определений),

собранных на различном стратиграфическом уровне (слои 5, 6, 7, стр. 80), является одновозрастным. В. П. Никитин отмечает, что выделенная им флора сходна по составу с комплексом, определенным ранее П. А. Никитиным и отнесенным к семенным флорам типа «диагональных песков». По его данным, комплексы флор, собранные в более высоких стратиграфических горизонтах, описываемого разреза аллювиальных фаций отличаются более бедным составом. Одновременно в этих флорах появляются признаки, указывающие на изменение климата в сторону похолодания.

Спорово-пыльцевые спектры, изученные Г. Ф. Букреевой (1965), позволяют отнести описываемые отложения к межледниковым. Во время их формирования восстанавливается несколько фаз развития растительности. Первая фаза отвечает широкому распространению степной растительности и постепенному облесению территории. Ей во времени соответствует накопление косослоистых разнородных песков «диагональных песков», залегающих в основании аллювиальных фаций. Древесные породы были представлены в основном елью («нижний максимум ели»). Вторая фаза развития растительности отвечает широкому распространению сосновых и березовых лесов. Ей отвечает накопление тонкозернистых песков с более спокойной горизонтальной слоистостью (слой 6). Третья фаза, венчающая развитие растительности межледниковой эпохи, характеризуется широким распространением темнохвойной растительности, среди которой ель занимала доминирующее место. Этой фазе, хорошо известной как верхний максимум ели, во времени отвечает формирование неясно-слоистых гумусированных серовато-сизых глин и суглинков пойменных и озерных фаций (слой 5).

Описанными выше осадками фаций пойменного, озерного и озерно-болотного типов венчается разрез аллювиальной пачки вертикаловского литокомплекса.

В минералогическом отношении охарактеризованные осадки аллювиальной пачки вертикаловского литокомплекса, которые фигурируют в литературе как отложения тобольского горизонта, по общему содержанию компонентов тяжелой и легкой фракций весьма близки к более древним осадкам четвертичной системы, объединенным в кривошеинский литокомплекс, и отличаются от них только в деталях. Для них в общем также характерна роговообманково-эпидотовая минералогическая ассоциация, в которой отмечается большое участие группы рудных. Содержание минералов этой группы колеблется в пределах 25—35%. Примерно в равных количествах присутствуют роговая обманка (24—30%) и группа эпидота (25—30%). В охарактеризованном аллювии на всей изученной территории пироксены составляют 2—4%. В пределах 1—2% встречаются циркон и гранат. Содержание последнего несколько увеличивается в бассейне нижнего течения Чулыма. В пределах этой территории значительно увеличивается роль рудных минералов и снижается содержание роговой обманки до 10—15%, что характерно и для Томского Приобья, хотя содержание роговой обманки там составляет примерно 20%.

Остальные минералы — апатит, ставролит, дистен, рутил, турмалин, сфен и т. д. — встречаются в долях процента.

Изучение акцессорных минералов при подсчете, проведенном после удаления магнитной и электромагнитной фракций, показало, что отложения описываемых аллювиальных фаций, как отмечает Е. П. Нагорская, резко отличаются от охарактеризованных нами осадков кривошеинского комплекса довольно высоким содержанием граната, сфена и циркона. Среди минералов легкой фракции для Нарымского Приобья наблюдается несколько пониженное содержание кварца (40—45%) и полевого

шпата (36—42%) за счет значительного содержания обломков пород и неопределимых зерен. В восточных районах Нарымского Приобья и в Томском Приобье увеличивается роль кварца соответственно до 60—70% и 55—65% с одновременным снижением полевых шпатов и неопределимых разрушенных зерен.

Мощность осадков аллювиальных фаций вертикаловского литокомплекса, составляя в среднем 8—15 м, иногда достигает 20—40 м, что характерно для более глубоких врезов.

Как можно видеть из приведенного палеоботанического материала, формирование кратко охарактеризованного аллювия со всем многообразием свойственных ему фаций, хорошо представленных в охарактеризованных разрезах, осуществлялось в условиях произрастания древесной темной хвойной растительности, в развитии которой прослеживается несколько фаз, что свидетельствует о сравнительно умеренном климате, характерном для межледниковий.

Выше по разрезу отложения аллювиальных фаций тобольского горизонта постепенно сменяются осадками озерных фаций, наиболее широко и полно представленных в Нарымском Приобье. В этой зоне изученного региона одним из стратотипических разрезов озерных фаций является Чагин яр (рис. 50), расположенный напротив с. Прохоркино. В этом обнажении снизу вверх прослеживаются:

Q ₂ ¹ 1. Пески серые, среднезернистые, в верхней части переслаиваются с более мелкозернистыми песками, тонкослоистыми супесями и суглинками. Видимая мощность	7,0 м
2. Суглинки сизые, местами слабо песчаные с неясной слоистостью, с прослоями детрита и тонкими линзами торфяников, в верхней части наблюдаются смятия и псевдоморфозы по трещинам	3,0 м
Q ₂ ¹ —Q ₂ ² 3. Глины серые, плотные, с тонкой горизонтальной (ленточно-подобной) слоистостью	5,0 м
Q ₂ ² 4. Суглинки серые, с крупной горизонтальной слоистостью, наблюдается несколько прослоев смятия и деформаций слоистости (микроскладчатости), в нижней части более плотные, местами наблюдается неправильной формы оскольчатая текстура	7,0 м
Q ₂ ³ 5. Пески желтовато-серые, мелкозернистые, с прослоями в верхней части суглинков и глин, мощность сильно изменяется по простиранию	4,0 м
Q ₂ ⁴ 6. Суглинки серые, с детритом, с прослоями и линзами песков, в кровле наблюдаются псевдоморфозы по трещинам (по-видимому, морозобойного происхождения)	3,5 м
7. Суглинки серые, довольно плотные	3,0 м
Q ₃ 8. Пески серовато-желтые, мелкозернистые, в верхней части со следами смятия, по-видимому, солифлюкционного происхождения и псевдоморфозами по трещинам — ледяным клиньям (?)	3,5 м
9. Суглинки бурые, песчаные, местами с неправильной линзовидной слоистостью	2,0 м

В основании озерных фаций здесь залегают плотные серые глины (слой 3) с тонкой ленточно-подобной слоистостью, которые выше сменяются суглинками с крупной ленточноподобной слоистостью (слой 4). Ленточнослоистые суглинки представляют собой чередование тонких прослоев (0,5—3 см) темносерого суглинка, светло-серого суглинка и белесой супеси с обилием тонкозернистого сидерита. В средней части суглинков с крупной ленточноподобной слоистостью наблюдаются три слоя (по 25—35 см) «пластических деформаций», в которых слои причудливо смяты, образуя крутые прихотливо изогнутые микроскладки. Для суглинков характерна плитчатая отдельность, приуроченная к поверхностям напластования (рис. 16 и 17).



Рис. 16. Серые озерные глины самаровского горизонта (Чагив яр).

Под микроскопом (при изучении шлифов) отчетливо видно чередование глин алевритистой и пелитовой структур. Глина алевритистая обычно имеет беспорядочную текстуру, в ней отмечается небольшое количество растительных остатков, незначительное ожелезнение и присутствие кварца с изъеденными краями. Глина пелитовой структуры имеет ориентированную текстуру. Для нее характерно наличие слюдястых частиц, величина и количество которых на отдельных участках заметно увеличиваются. Слюды в основном выветрелые и разбухшие. Глина обычно переполнена точечными черными скоплениями органического вещества, иногда располагающегося в виде цепочек, приуроченных к слоистости. Отмечается присутствие зерен сидерита.

Для верхней части глин с крупной ленточноподобной слоистостью характерно незначительное присутствие растительных остатков, весьма слабое ожелезнение и появление обломков диатомей. Кварц обычно встречается в окатанных, полуокатанных и очень часто в корродированных зернах, нередко с гидрослюдистой каемкой.

Состав минералогического комплекса, слагающего кластическую часть описываемых отложений, совершенно аналогичен подстилающим их отложениям тобольского горизонта. Он остается постоянным для всей толщи среднечетвертичных отложений. Здесь примерно в тех же количествах, что и в подстилающих их отложениях в составе минералов легкой фракции встречаются кварц, ортоклаз, мусковит и обломки выветрелых пород.

Из компонентов тяжелой фракции преобладают рудные минералы. В несколько меньшем количестве встречаются эпидот и роговая обманка. Наблюдается большое количество граната. Постоянно в пределах нескольких процентов присутствуют пироксены, что говорит об отсутствии прямой связи данного бассейна седиментации с водами, несущими обломочный материал непосредственно со стороны ледникового покрова, так как для ледниковых и флювиогляциальных отложений сибирского ледникового покрова характерно обилие пироксенов, встречающихся обычно в пределах 30—60% (Богдашев и др., 1961).

В состав глинистой фракции входят каолинит, гидрослюды, монтмориллонит и кварц.

Литолого-фациальные особенности описываемых отложений свидетельствуют о существовании в то время открытых проточных озерных водоемов со слабым и более или менее постоянным течением и о периодическом поступлении, хорошо отмученного и тонкозернистого материала.

Совершенно аналогичные в фа-
циальном отношении осадки, посте-
пенно сменяющие подстилающие
их фации аллювия тобольского
горизонта, хорошо представлены в
обнажении у с. Вертикос. В этом
разрезе в составе озерных фаций
преобладает менее тонкоотмучен-
ный и тонкозернистый материал —
нежели в Чагином яре (слои 3, 4,
частично слой 5). В минералогичес-
ком отношении, а также по физико-
механическим свойствам эти от-
ложения аналогичны коррелятным
им отложениям, вскрывающимся
в Чагином яре.

Спорово-пыльцевые спектры,
изученные А. И. Стрижовой (1962)
и М. Р. Вотях (1962) из озерных
осадков данных разрезов, являют-
ся также тождественными. Они ха-
рактеризуют растительность лесо-
тундрового и тундро-степного типа.
Во время формирования описывае-
мых отложений ведущая роль при-
надлежала травянистой раститель-
ности. Среди древесных при участии
сосны преобладающее значение
занимали березы, среди кустар-
никовых карликовая березка,
наряду с которой встречался оль-
ховник. Характерно большое участ-
ие споровых и постоянное присут-
ствие индикаторов холодного кли-
мата *Lycopodium pungens* La. Pul.,
L. appressum (Desv.) Petr., *Selagi-
nella sibirica* (Milde) Hieron.

Формирование описываемых отложений, как можно судить по харак-
теру растительного покрова, изученного по многочисленным разрезам
Нарымского Приобья, осуществлялось в условиях достаточно сурового и
холодного климата. К северу и северо-востоку они замещаются типичны-
ми флювиогляциальными и ледниковыми осадками, сформировавшимися в
эпоху максимального распространения ледникового покрова.

Коррелятивные им отложения, представленные обычно серовато-
сизыми суглинками или глинами, пользуются широким распространением
и в более южных районах исследованного региона и в Томском Приобье.
К сожалению, в имеющихся обнажениях, уже частично приведенных при
характеристике более древних отложений четвертичной системы, можно
видеть только отдельные фрагменты их строения и фациального состава,
так как мощность их в придолинных участках водораздельных равнин
большой частью значительно снижена. Наиболее полно они представлены
в пределах современных водораздельных пространств, разделяющих бас-
сейны левых и правых притоков Оби. Широкое распространение этих от-
ложений, представленных темно-серыми глинами и суглинками, то плот-
ными и массивной текстуры, более часто встречающимися в верхней части



Рис. 17. Характер слоистости в озерно-
ледниковых осадках самаровского гори-
зонта (Чагин яр).

разреза этих фаций, то слоистыми и переслаивающимися с супесями и тонкозернистыми песками, установлено М. П. Нагорским (1962) в левобережной зоне р. Оби, прослеживающейся к северу до бассейна р. Бакчара. Мощность описываемых отложений достигает 15—18 м.

В естественных разрезах Томского Приобья наиболее полно описываемые отложения озерных фаций вертикасовского литокомплекса представлены у с. Козюлино. В этом обнажении видно, что четвертичные осадки лежат на размывтой поверхности озерных фаций верхнеолигоценных отложений (?) козюлинского озерно-аллювиального литокомплекса. Здесь в несколько сниженном левом борту р. Томи (в 500 м выше села) сверху вниз прослеживаются:

Q ₃ 1. Суглинки палевые с тонкой волнисто-плетенчатой слоистостью, со столбчатой отдельностью, лессовидные	4 м
2. а) Суглино-супеси, желтовато-бурые, с тонкой волнистой слоистостью, со столбчатой отдельностью в основании, иловатые (3 м).	
б) Суглинки буровато-серые иловатые (0,4 м)	3,4 м
Q ₂ ² 3. Суглинки серые, слегка сизоватые (во влажном состоянии с неясной слоистостью более крупной и четкой в основании; постепенно сменяются нижежащими отложениями, в верхней части более монолитные, при выветривании приобретают неправильно оскольчатую текстуру	4,9 м
4. Суглинки серые, плотные, с тонкой горизонтальной (ленточноподобной) слоистостью, в верхней части слоистость более крупная, при выветривании отчетливо выражена мелкооскольчатая (щелчевидная) текстура	2,0 м
5. Суглинки серовато-коричневатые, переслаивающиеся с глинистыми супесями и сероватыми глинистыми песками	3,5 м
Q ₂ ¹ 6. Суглинки сизые, массивной текстуры, местами с неясной слоистостью, с линзами торфяников, гумусированными прослоями древесины и обрывками кутикулы	3,0 м
7. Сероватые глины и суглинки, переслаивающиеся с супесями и песками	1,3 м
8. Пески желтовато-серые, среднезернистые, с мелкой косой и крупной горизонтальной слоистостью, выше более мелкозернистые с прослоями глинистых песков	4,3 м
9. Галечник с мелким гравием и крупнозернистыми песками	0,2 м
10. Суглинки сизые, слоистые, по плоскостям напластования с присысками и примазками слюнистых тонкозернистых песков	0,5 м
11. Пески сизые, иловатые, обводненные	0,35 м
12. Галечник кремнистого состава («силицилитовый»)	0,15 м
13. Суглинки серовато-коричневатые (миоценовые?), вскрываются закопущками, поднимаются от уреза воды на высоту	4 м

Аллювиальные отложения, представленные в этом разрезе (слои 6—11), содержат спорово-пыльцевые спектры, отражающие лесную растительность с преобладанием темнохвойных пород. Здесь отчетливо видно, как отложения пойменного и озерно-болотного типов (серовато-сизые суглинки с торфяниками) сменяются осадками, формировавшимися в озерных проточных водоемах. В основании их лежит пачка переслаивающихся между собой мелкозернистых песков, тонкослоистых супесей и суглинков (слой 5), сменяющихся выше плотными серыми суглинками с тонкой горизонтальной (ленточноподобной) слоистостью. Разрез этой пачки венчается плотными сероватыми в основании слоистыми суглинками с массивной текстурой и слабо выраженной (проявляющейся только при выветривании) столбчатой отдельностью. К сожалению, спорово-пыльцевые спектры, изученные из этих отложений М. Р. Вотах, оказались очень бедными и маловыразительными. Тем не менее они позволяют говорить, что в растительном покрове времени их формирования преобладающая роль

принадлежала травяно-кустарничковой формации с карликовой березкой и другими сопутствующими ей видами, характерными для перигляциальных условий обитания.

Как можно судить по имеющемуся фактическому материалу, в основании отложений озерных фаций вертикасовского литокомплекса более широким развитием пользуются иловатые серовато-сизые суглинки, супеси и глины, иногда переслаивающиеся с тонко- и мелкозернистыми песками, что свойственно фациям пойменного типа и фациям мелководных проточных озерных водоемов. Для последних более характерна правильная в общем горизонтальная слоистость, выдерживающаяся на значительных расстояниях. К основанию описываемых озерно-болотных фаций часто приурочены прослой маломощных погребенных торфяников, прослой намытой растительной сечки, рассеянных растительных остатков и гумифицированных стеблей растений и обломков древесины. Наличие гумусовых прослоев, обычно неоднократно выклинивающихся по простиранию или сменяющих погребенные торфянички, свидетельствует о том, что субаэральный фактор во время накопления этих отложений играл немаловажную роль. Одновременно это говорит о том, что озерно-болотная обстановка осадконакопления, господствовавшая в пределах Среднего Приобья в конце тобольского межледниковья, еще довольно долго сохранилась в условиях наступившего затем похолодания. Вся совокупность фациальных особенностей осадков, как нам представляется, отражает обстановку холодного и влажного климата, первой (криогигротической) фазы (Ревердато, 1940; Гричук, 1960) холодного климата ледниковой эпохи. По-видимому, к таким «переходным» или «пограничным» горизонтам, формирование которых отражает смену климата в сторону его явного похолодания и суровости, можно условно отнести серовато-сизые глины и суглинки, вскрывающиеся в разрезах по Оби выше устья Чулыма. Здесь (обнажения у с. Амбарцево, слой 6; Кривошеино, слой 8; Воронов яр 2, слой 8) в отложениях встречаются мелкие рассеянные растительные остатки и фауна пресноводных моллюсков *Pisidium amnicum*, *Valvata puscinalis*. В этих отложениях фиксируется отчетливая смена растительности более холодной и влажной фазы (верхний максимум ели) тобольского межледниковья растительностью, обитавшей в условиях еще более холодного и сурового, но также влажного климата, характерного для первой половины ледниковья. По-видимому, со временем второй, более сухой фазы (криоксеротической) ледниковья следует связать накопление более тонкозернистых и пылеватых осадков. Во многих разрезах они представлены плотными сероватыми суглинками с тонкой (ленточноподобной) слоистостью (слой 4 у с. Киреевского, слой 8 с. Кривошеино (рис. 18); яр. 1 у с. Вороново, слой 4 у с. Козюлино), но чаще плотными, иногда неясно слоистыми и пылеватыми суглинками с монолитной текстурой и неотчетливой вертикальной столбчатой отдельностью, проявляющейся только при выветривании. Этими отложениями большей частью венчается разрез озерных фаций вертикасовского комплекса осадков. Наиболее полно они представлены в скважинах, заложенных в пределах водораздельных равнин Оби и пользуются широким распространением по лево- и правобережью. Плотные суглинки с характерной и достаточно ярко выраженной тонкой горизонтальной (ленточноподобной) (рис. 19) слоистостью, обнажающиеся в разрезах левого берега Оби между устьем Томи с. Амбарцево, мы также относим к озерным фациям вертикасовского литокомплекса (самаровскому горизонту унифицированной схемы 1960 г.). Однако следует отметить, что их формирование в данном районе отвечает концу ледниковой эпохи и последующему потеплению климата (его самому началу), более теплой и сухой фазе. Об этом достаточно убедительно свидетельствуют спорово-

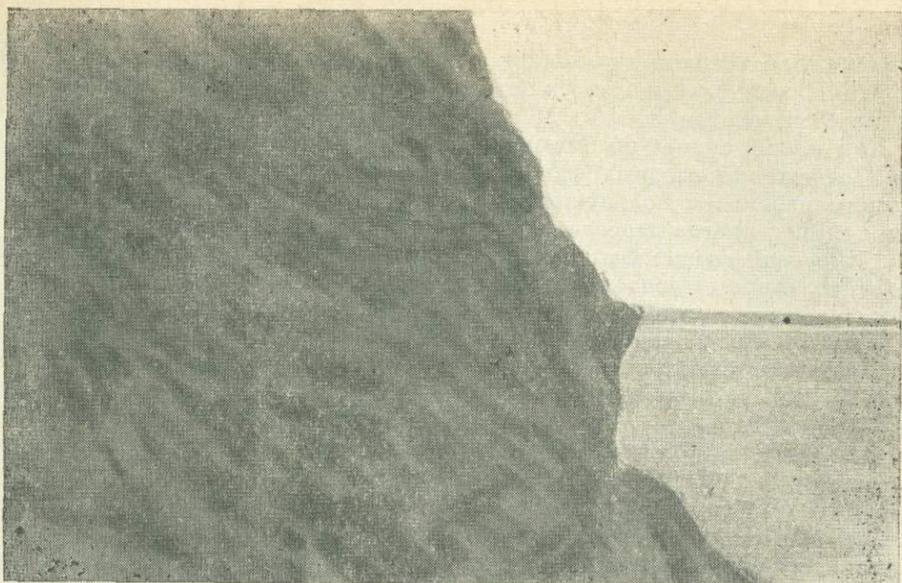


Рис. 18. Ленточноподобное переслаивание суглинков и супесей самаровского горизонта (с. Кривошеино).

пыльцевые спектры. По материалам, приведенным А. И. Стрижовой, отчетливо видно, что в кровле разреза этих осадков, вскрывающихся у с. Амбарцево, в составе растительного покрова (при деградации растительности перигляциальных условий обитания) все более и более доминирующее положение приобретает лесная темнохвойная растительность. Господство ее на общем фоне оstepенности территории наступило во вре-

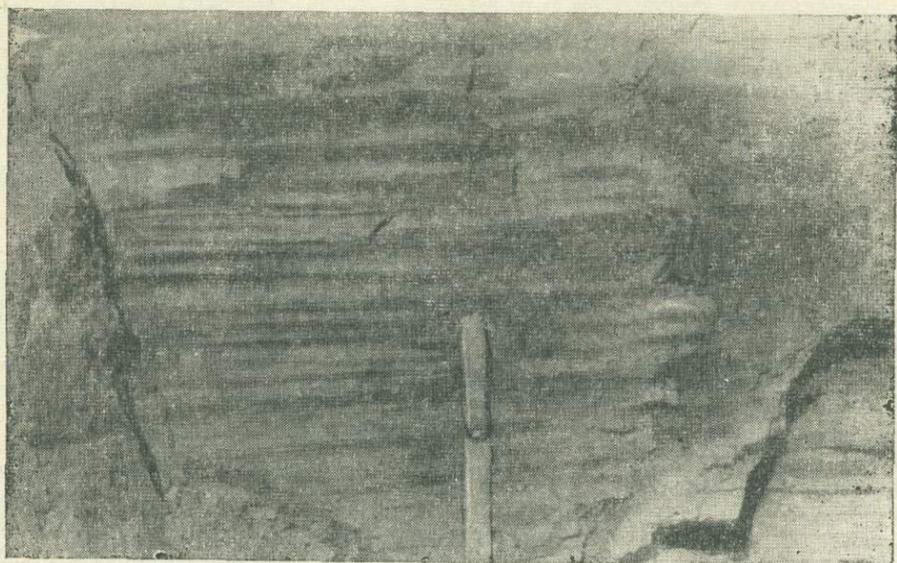


Рис. 19. Характер слоистости в суглинках самаровского горизонта (с. Кривошеино).

мя формирования залегающих выше аллювиальных фаций соколовского комплекса осадков. Следует отметить, что по периферии основной области аккумуляции (бассейна седиментации) осадки пойменного и озерного типов сменяются (обычно при переслаивании «распесчаниваясь») осадками аллювиальными. Однако последние, в общем, характеризуются преобладанием тонкозернистого материала и более спокойной слоистостью, что может отвечать фациям верхней части прирусловой отмели. Русловые фации в этих отложениях почти отсутствуют. По своим текстурным особенностям и строению они напоминают отложения перигляциальной формации (Горецкий, 1958) или перигляциального аллювия (Шанцер, 1961).

Отложения примерно аналогичного фациального состава можно видеть на юге Томского Приобья в разрезе у с. Уртам и в разрезе Красного яра, расположенного несколько ниже г. Новосибирска. В последнем обнажении они лежат на слабо размытой поверхности фаций пойменного типа аллювиальной пачки вертикосовского комплекса осадков и представлены (слой 4, стр. 80) тонкозернистыми песками с горизонтальной и волнистой слоистостью. Пески переслаиваются с тонкослоистыми буроватыми супесями и серовато-буроватыми суглинками, преобладающими в верхней части описываемых озерно-аллювиальных осадков, напоминающих перигляциальный аллювий. Г. Ф. Букреева (1965), изучавшая из этих отложений пыльцу и споры, отмечает широкое развитие степной ксерофитной растительности с участием кустарниковых, из которых значительная роль принадлежала карликовой березе. В составе растительного покрова отмечается также присутствие эфедры и представителей перигляциальной формации, что в комплексе свидетельствует о достаточно суровом климате и, по-видимому, о его некоторой сухости.

В минералогическом отношении фации озерного и (реже) пойменного типов отличаются от подстилающих их аллювиальных фаций тобольского горизонта только в деталях. Их выделение по литолого-минералогическим особенностям достаточно обоснованно может быть проведено только при более детальных исследованиях в каждом конкретном районе (Нагорский, 1962). В составе тяжелой фракции, выделенной из описываемых отложений, содержание рудных составляет 30—40%, и отмечается увеличение их в бассейне нижнего течения Чулыма до 45—50%. Содержание минералов из группы эпидота колеблется в пределах 25—30%. Характерно, в общем, пониженное содержание роговой обманки, составляющей 14—16%, при некотором увеличении в бассейне Тыма до 22—26%. Для этих отложений, развитых в Нарымском Приобье, характерно несколько повышенное содержание граната (4%) при незначительном присутствии циркона (1%), составляющего в Томском Приобье 2—4%. Содержание других минералов тяжелой фракции колеблется в пределах долей процента.

В легкой фракции преобладающими минералами являются кварц, составляющий 45—55%, и полевые шпаты, содержание которых колеблется в пределах 30—40%. В Нарымском Приобье заметно увеличивается роль выветрелых минералов, не поддающихся определению. Количество их колеблется около 12—16%, тогда как в Тобольском Приобье это содержание значительно снижено.

Охарактеризованные выше преимущественно озерные осадки вертикосовского литокомплекса достаточно характерны и хорошо обособляются по своим литолого-минералогическим особенностям, физико-механическим показателям. Они хорошо отличаются от более древних однотипных по своей фациальной природе осадков кривошеинского литокомплекса, что одновременно подчеркивает их стратиграфическую самостоятельность.

Совместно с подстилающими их аллювиальными отложениями, среди которых хорошо представлены различные фации, они слагают вполне самостоятельный литологически обособленный аллювиально-озерный комплекс осадков. В разрезе последнего достаточно отчетливо выражены осадки фаций базального горизонта, формирование которых, как это можно судить по спорово-пыльцевым спектрам, осуществлялось в условиях относительно мягкого и сухого климата (первой фазы) межледниковья. Несколько более полно представлены фации прирусловой отмели аллювия (Шанцер, 1961). Выше по разрезу различные фации верхней зоны русловой отмели аллювия сменяются осадками фаций пойменного типа. Формирование последних отвечает уже более холодному (относительно) и более влажному климату (третья фаза) межледниковья и времени, переходному к еще более холодному, но также влажному климату ледниковья. В формировании этих отложений озерная обстановка осадкообразования имела ведущее значение, а фации озерных водоемов, отражающие устойчивую динамику среды с весьма слабым, хотя и переменным (по силе и направлению) течением, пользуются широким распространением и обычно залегают в верхней части фаций аллювиального и пойменного типов. Поражает исключительно устойчивый фациальный состав озерных осадков, а также выдерживающийся на значительных пространствах исследованного региона тип слоистости, характер наслоения и текстурные особенности (рис. 20). Общая влажность климата и последующее его похолодание наложили, по-видимому, соответствующий отпечаток на формирование осадков первой половины ледниковья, которые накапливались в условиях многочисленных озерно-болотных и озерно-проточных водоемов. В основании разреза осадков озерных фаций вертикального литоконплекса обычно преобладают серовато-сизые иловатые глины и суглинки с различно и иногда слабо выраженной слоистостью и значительным содержанием органики. Выше по разрезу более широко распространены пылеватые осадки, отличающиеся отчетливо выраженной слоистостью. Среди этих отложений встречаются начки плотных суглинков с тонкой горизонтальной (ленточно-

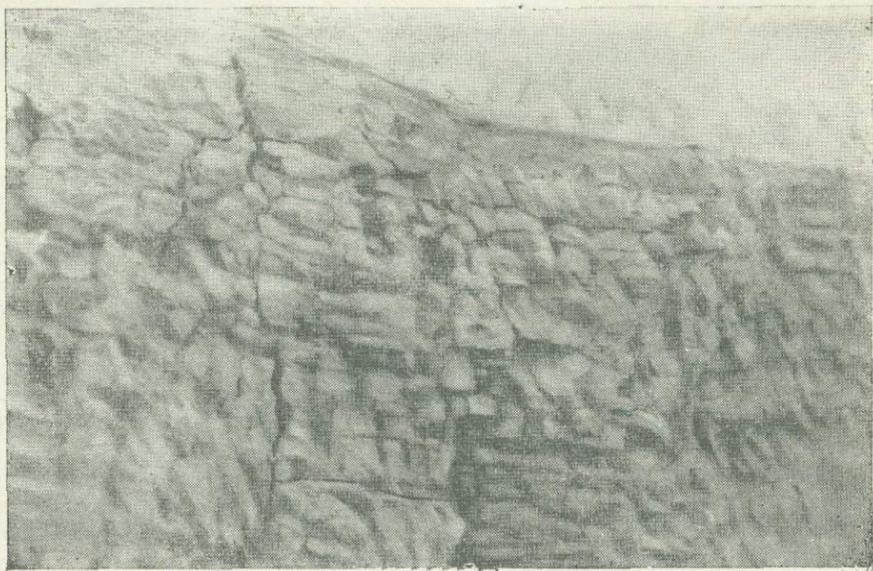


Рис. 20. Текстура и слоистость в суглинках самаровского горизонта.

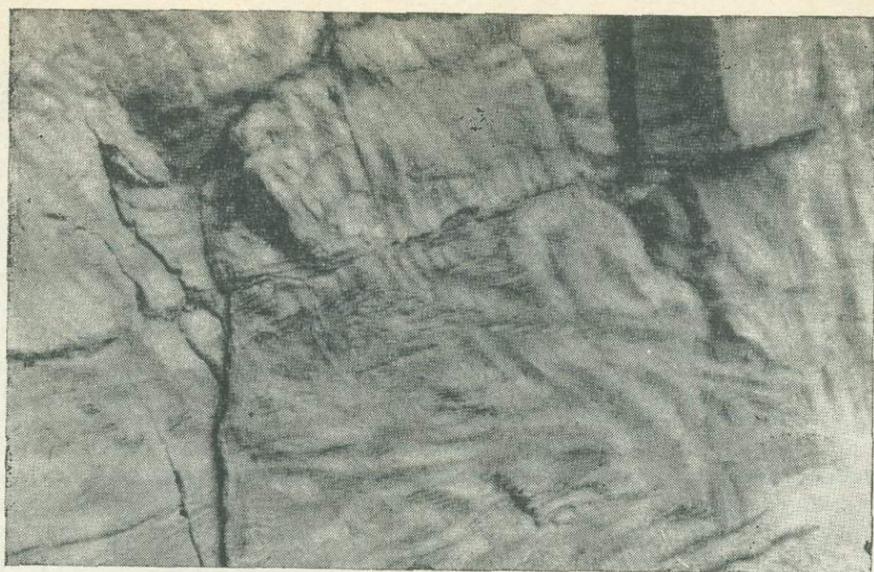


Рис. 21. Текстура и характер слоистости в суглинках соколовского литокомплекса (тазовский горизонт).

подобной) слоистостью. В верхней части разреза отложений описываемых фаций, преобладают довольно плотные супеси и суглинки с характерной тонкой перистой, волнистой или плетенчатой слоистостью что свидетельствует о их формировании в мелководных обширных полупроточных водоемах типа современных пойменных разливов или обширных периодически обсыхающих озерных дельт. По-видимому, формирование этих пылеватых осадков протекало в условиях периодической смены субаквальной обстановки субаэральной, в период которой эоловые факторы играли немаловажную роль, что отвечает условиям холодного, но уже сухого климата, характерного для второй половины ледниковья. Отложения со следами субаэральных процессов шире распространены в Южном Приобье (Предалтайские равнины), тогда как в Томском Приобье преобладающее значение имели фации обширных мелководий, приближающиеся по типу к перигляциальному аллювию. Озерные отложения наиболее широко распространены в Нарымском Приобье.

Кратко охарактеризованными выше осадками фаций озерного и озерно-дельтового типов, фаций обширных мелководий и субаэральных обстановок, образующих парагенетически единый ряд, венчается крупный ритм осадконакопления. В строении изученных отложений участвует полный набор фаций, характерный для литологически обособленных аллювиально-озерных комплексов осадков. Последние характеризуются преобладанием фаций не пойменного типа, пользующихся подчиненным распространением в сводном разрезе описываемого комплекса осадков и характерных для аллювиальных свит, а фаций озерного типа, имеющих региональное развитие. Формирование аллювиально-озерных осадков вертикасовского литокомплекса охватывает полный цикл изменения климата — его теплую (межледниковую) фазу, отвечающую накоплению аллювиальных фаций и следующую за ней холодную (ледниковую) фазу, во время которой накапливались осадки озерных фаций и фаций смешанного озерно-дельтового и половодного типов. Таким образом, в литологически обособленную серию осадков вертикасовского комплекса входят отложения тобольского и самаровского регионального горизонтов, из которых

первые представлены преимущественно аллювиальными, а вторые преимущественно озерными осадками и осадками фаций обширных разливов половодного типа.

*б. Поздний этап осадконакопления среднеплейстоценовой эпохи.
(межледниковый самаровско-тазовский (ванжилский)
и ледниковый тазовский века,
соколовский озерно-аллювиальный литокомплекс Q_2^{3-4})*

Отложения соколовского озерно-аллювиального литокомплекса лежат на слабо размывтой поверхности отложений самаровского горизонта. В изученном регионе в строении соколовской свиты принимают участие мелкозернистые осадки — тонкозернистые пески, супеси и суглинки, отвечающие обстановкам осадконакопления верхней части прирусловой отмели, пойменных и старичных водоемов. Общий характер осадконакопления этого века, последовательность в смене обстановок и, следовательно, фациальных типов осадков можно видеть во многих естественных разрезах Среднего Приобья и далеко за его пределами. Достаточно устойчивый режим осадконакопления в то время выдерживался в Томском Приобье, где широко развиты однотипные в фациальном отношении осадки. Это можно, например, наблюдать в разрезе обнажения с. Амбарцево, расположенном в 12 км ниже с. Кривошеино. Здесь в левом борту долины Оби сверху вниз пролеживают:

Q_3	1. Суглинки лессовидные бурые, светло-палевые, со столбчатой отдельностью, пористые, карбонатные с известковыми журавчиками	4,5 м
	2. а) Гумусированный горизонт (погребенная почва)	
Q_3^2	б) Суглинки лессовидные светло-бурые, макропористые, карбонатные, со столбчатой отдельностью	3,5 м
Q_3^1	3. а) Гумусированный горизонт (погребенная почва болотного типа) по простиранию замещается маломощными торфяничками (до 10 см)	0,2 м
Q_2^4	б) Суглинки бурые, со столбчатой отдельностью, тонкой плетенчатой слоистостью, в основании иловатые, со следами смятий и деформаций слоистости	4,5 м
Q_2^3	4. Супеси переслаивающиеся с песками и суглинками: сверху — суглинки иловатые сизые с псевдоморфозами по клиновидным трещинам, по видимому, морозобойного происхождения, прослеживающиеся от их поверхности вниз; ниже суглинки буроватые сменяются супесями желтовато-палевыми тонкослоистыми, их подстилают мелкозернистые слоистые глинистые пески и сизые пески	10 м
Q_2^2	5. Суглинки сизые, плотные с тонкой горизонтальной (ленточноподобной) слоистостью, карбонатные	4,5 м
	6. Суглинки голубоватые и темно-серые, плотные, в основании местами с неясной слоистостью, в верхней части — с погребенными почвами болотного типа и линзами торфяников.	7,4 м
Q_2^1	7. Пески желтоватые, глинистые, переслаивающиеся с тонкослоистыми супесями и сизыми суглинками	5,5 м
	8. Пески серые среднезернистые «диагональные пески» в основании с косой слоистостью, линзами растительной сечки, древесиной, выше с горизонтальной слоистостью (до уреза воды)	9 м
Q_1^2	9. Выше по течению, в свежей промоине, на высоте 6 м от уреза воды вскрываются темно-серые супеси и суглинки «сизые суглинки», подстилающиеся косослоистыми песками с растительной сечкой	4 м

Слой (3б и 4) приведенного разреза мы относим к осадкам соколовского озерно-аллювиального литокомплекса, в основании которого здесь вскрываются аллювиальные средне- и мелкозернистые пески, залегающие на

слабо размытой поверхности отложений озерных фаций вертикального комплекса осадков. Вблизи контакта в песках встречаются прослойки мелких глинистых окатышей с обломками раковин *Valvata aliena* West. и мелкий гравий. Выше по разрезу пески становятся более мелкозернистыми и переслаиваются с глинистыми песками, супесями и иловатыми суглинками. В песках наблюдается тонкая полого-косая, линзовидная и волнистая слоистость. Для супесей характерна тонкая линзовидно-косая, волнистая и перекрестная слоистость типа ряби течений. Суглинки и глины, залегающие в верхней части этой пачки, обычно темно-серые, голубоватые с неясной слоистостью, с мелкой рассеянной растительной сечкой, с карбонатными конкрециями. В кровле их иногда наблюдаются смятия, по-видимому, солифлюкционного происхождения. Отложения карбонатны. В. П. Никитин из собранного им детрита, заключенного в толще описываемых отложений, определил относительно небогатую семенную флору. В ее составе, как он отмечает, древесные покрытосеменные исключительно редки. Совершенно нет остатков теплолюбивых растений, даже таких, как нимфейные и наяды. Отмечаются мегаспоры *Selaginella selaginoides* (L.) Link. и семена *Juncus arcticus* Willd. Это позволяет предполагать, что флоры формировались в обстановке прохладно-холодного климата, по-видимому, более сурового, нежели современный климат Томского Приобья. Спорово-пыльцевые спектры, изученные из этих отложений А. И. Стрижовой, свидетельствуют о том, что в то время существовала лесная темнохвойная растительность с преобладанием ели и присутствием сибирского кедра, сосны и березы. Общий состав растительного покрова и трехфазность его развития — два максимума ели, разделенные фазой смешанных преимущественно березовых лесов, дают основание для предположения о том, что во время формирования описываемых озерно-аллювиальных осадков климат был достаточно мягким (относительно), по-видимому, межледниковым (?). Следует отметить, что вторая фаза ели — фаза более широкого ее распространения (третья фаза межледниковья) — более прохладная и более влажная соответствует во времени формированию верхней части темно-серых и голубоватых суглинков с растительными остатками и тонкослойных супесей, залегающих в основании вышележащих отложений.

Выше по разрезу, постепенно сменяя аллювиально-озерные осадки, лежат желтовато-буроватые, довольно плотные лессовидные суглинки в основании со следами смятия, по-видимому, обязанного и солифлюкционным процессам. В суглинках встречаются мелкие известковые журавчики и наблюдается очень тонкая и своеобразная плетенчатая или спутанно-волокончатая слоистость. Участками прослеживаются сильно гумусированные прослойки, обычно не имеющие четких границ, что свидетельствует о значительной роли субаэральных процессов. Под микроскопом отмечается большое количество гелифицированного органического вещества и спикул губок. Глинистое вещество значительно изменено с образованием ориентированных агрегатов, располагающихся по трещинам и порам. К сожалению, спорово-пыльцевые спектры, изученные из этих отложений, оказались весьма бедными. Тем не менее они свидетельствуют о смене существовавшей до этого лесной растительности растительностью тундрово-степного типа. Для последней из травянистых было характерно большое участие осоковых, а из мохового покрова отмечалось господство зеленых мхов. Характерно присутствие индикаторов холодного климата *Lycopodium appressum* (Desv.) Petr., *L. pungens* La Pul. при большом содержании *Betula nana* L.

Совершенно аналогичные осадки как по литолого-фациальным особенностям, так и по спорово-пыльцевым спектрам вскрываются также и

южной, в частично охарактеризованных ранее обнажениях, расположенных выше по Оби. Достаточно полно они представлены в районе с. Вороново в обнажениях, известных под названием Вороновский яр 1 и Вороновский яр 2, расположенных в протоке Оби Старый Симан в 3 км ниже с. Вороново. В обнажении Вороновский яр 2, сверху вниз прослеживается:

1. Почвенно-растительный слой	0,2 м
Q ₃ ² (?) 2. а) Суглинки желтовато-палевые лессовидные, вверху слегка буроватые, со столбчатой отдельностью, слабо выраженной тонкой слоистостью, с известковистыми журавчиками и редкими кротовинами (мощн. 5 м);	
Q ₃ ¹ б) ниже сменяется супесями тонкими, пылеватыми, с тонкой волнистой (плетенчатой) слоистостью (мощн. 6—7 м)	12 м
3. Погребенная почва темно-бурого цвета с хорошо выраженным осветленным горизонтом	1 м
Q ₂ ⁴ 4. Суглинки желтовато-бурые, лессовидные, с известковыми журавчиками, неясной тонкой слабо выраженной слоистостью, в основании (0,7 м) с прослоями мелкозернистых песков и грубых супесей	10 м
Q ₂ ³ 5. Суглинки плотные, серовато-бурые, с редкими линзами детрита, в основании с прослоями илов	1,8 м
6. Супеси желтовато-палевые тонкослоистые, в верхней части с прослоями глин и суглинков, ниже с прослоями мелкозернистых песков, в основании с прослоями пылеватых суглинков (2 м), в которых погребены пни деревьев (пнистый горизонт)	5—7 м
Q ₂ ² 7. Суглинки сизые, массивной текстуры, местами слоистые, вверху с прослоями супесей	2 м
8. Суглинки сизые, вверху с прослоями спрессованного торфа, с линзами торфяников, растительными остатками	1 м
Q ₂ ¹ 9. Супеси серые, глинистые, в основании с прослоями глинистых и тонкозернистых песков с тонкой слоистостью	2 м
10. Пески светло-серые, среднезернистые, с крупной горизонтальной и более мелкой косой слоистостью, выше более мелкозернистые и переслаиваются с супесями и суглинками	5—6,5 м
11. Галечник с преобладанием галек темноокрашенных кремней и кварца. Галечник сцементирован бурыми окисями железа	0,5 м

В основании базальной пачки вскрывающихся здесь осадков соколовской свиты (слои 6, 5, 4) залегают серые хорошо отсортированные пески с пологой, косой и волнистой слоистостью, погребавшие захороненные в них вертикально стоящие пни деревьев (рис. 22). Выше средне- и мелкозернистые пески переслаиваются с глинистыми песками, тонкослоистыми супесями и суглинками. Разрез аллювиально-озерной пачки венчается серовато-сизыми иловатыми суглинками с редко рассеянными растительными остатками. Несколько выше по течению (Вороновский яр 1) в то время существовали более открытые проточные водоемы, в условиях которых формировались слоистые тонкозернистые пески, супеси и суглинки (слой 5б и 6, разрез на стр. 77).

В этих отложениях встречается фауна пресноводных моллюсков *Pisidium amnicum* Mull., *Valvata piscinalis* Mull. и остракод, впервые изученных из этих отложений Т. А. Козьминой (Букреева, 1965). В составе довольно разнообразной фауны отмечается преобладание вида *Condoniella schubinae* Mendalstam и видов рода *Limnocythere*.

Из линз фитодетрита, собранных В. П. Никитиным из этих отложений выше «пнистого горизонта» (Вороновский яр 2) на разном стратиграфическом уровне, была изучена семенная флора, которая по составу близка к флорам так называемых «диагональных песков». Однако от последних, как отмечает В. П. Никитин, она отличается травянистым составом и отсутствием холододлюбивых растений типа *Betula nana* L., *Ranunculus hyperborens*, *Juncus arcticus*.

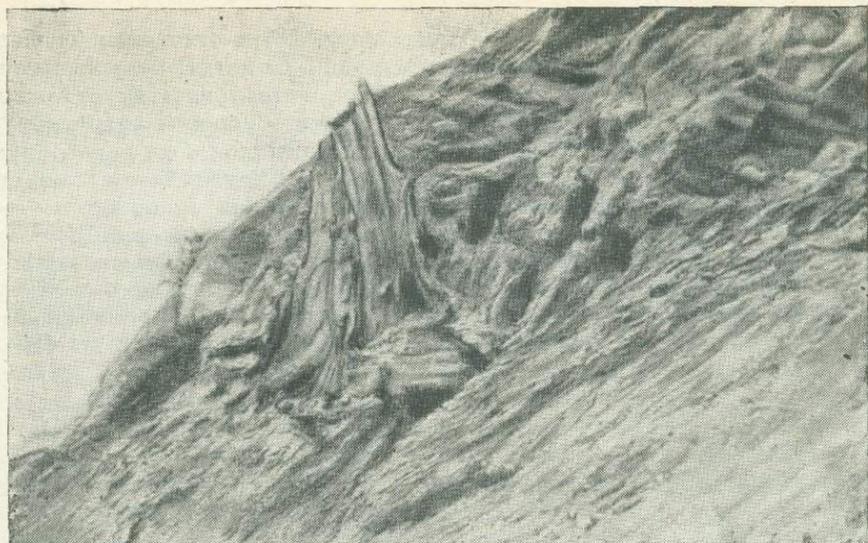


Рис. 22. Пень в основании аллювиально-озерных осадков соколовского литокомплекса. «Пыльный горизонт».

Г. Ф. Букреева (1966), изучившая из этих отложений пыльцу и споры, отмечает, что во время формирования описываемых отложений господствовала преимущественно лесостепная растительность. В ее составе из древесных, встречаясь в ассоциации с пихтой, кедром и березой, преобладала ель. Характерно присутствие *Azolla interglacialica* Nikit.

Выше по разрезу с прослоем грубых слоистых супесей и песков в основании (мощн. 0,8 м) залегают плотные, буровато-желтоватые, пылеватые карбонатные, лессовидные суглинки. При выветривании в суглин-

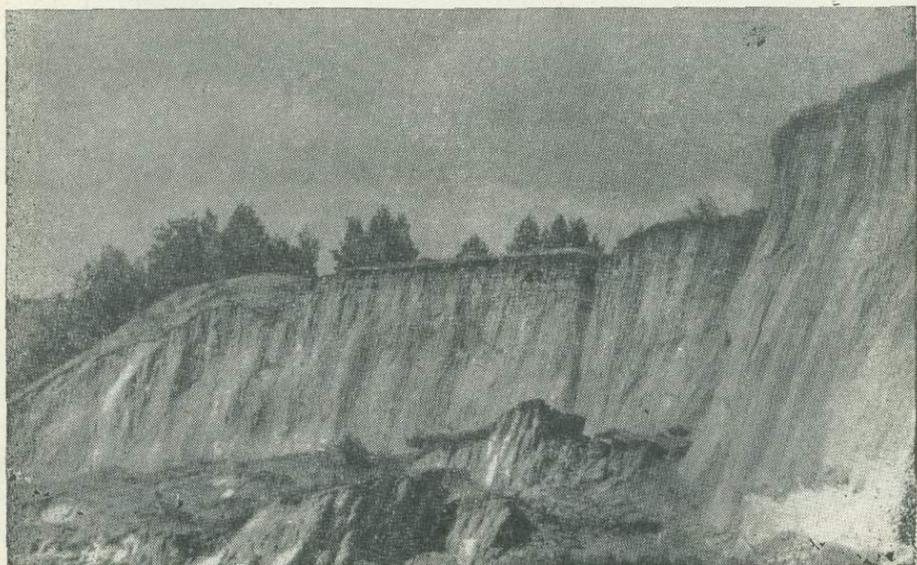


Рис. 23. Лессовидные супеси (а) и лессовидные суглинки (б) тазовского горизонта (с. Вороново).

как проявляется столбчатая отдельность (рис. 23) и отчетливо (особенно во влажное время года) видна очень тонкая волнистая, перекрестная и плетенчатая слоистость. Фауна остракод, изученная из этих отложений Т. А. Козьминой, весьма небогата и отличается в видовом отношении от фауны из подстилающих озерно-аллювиальных осадков. Она характеризуется преобладанием видов из рода *Limnocythere* и других форм, живущих в условиях мелководных, периодически обсыхающих водоемов.

Спорово-пыльцевые спектры, выделенные из этих отложений Г. Ф. Букреевой, весьма бедны и нехарактерны, по ним можно лишь сказать, что во время формирования суглинков климат был достаточно суровым. О суровом и холодном климате времени формирования описываемых отложений свидетельствует также спектр спор и пыльцы, изученный М. П. Гричук (1966) из аналогичных отложений, вскрывающихся у с. Кривошеино. В растительном покрове того времени преобладающая роль принадлежала травяно-кустарничковой формации с *Betula nana* L.

Другой не менее интересный, хотя и далеко не полный разрез отложений, отличающийся большей фациальной монотонностью, можно видеть в уже упоминавшемся обнажении Красный яр у г. Новосибирска. Здесь в правом сниженном борту Оби в основании аллювиальных осадков высокой — III террасы — вскрывается нижняя половина разреза соколовского комплекса осадков. Она представлена суглинками и супесями, постепенно и плавно, совершенно без каких-либо следов перерыва, сменяющих подстилающие их аллювиальные пески самаровского горизонта. Суглинки слоистые, пылеватые, при выветривании дают очень слабо выраженную вертикальную трещиноватость. Слоистость тонкая, перекрестного и волнистого типов. Кровля отложений размыта и разбита небольшими трещинами, по-видимому, морозобойного происхождения, выполненными залегающими выше песками (рис. 24) (псевдоморфозы по ледяным жилам). Спорово-пыльцевые спектры, изученные из этих отложений



Рис. 24. Аллювиальные пески (верхняя часть аллювиальной свиты) III надпойменной террасы. Красный яр. Видна граница размыва со следами морозобойных трещин.

Г. Ф. Букреевой, отражают смену тундрово-степной растительности существовавшей ранее (время формирования песков, слой 4, разрез на стр. 80), лесостепной растительностью с преобладанием ели среди древесных темнохвойных пород при участии сибирского кедра и березы. На общем фоне развития растительного покрова здесь отчетливо вырисовываются два максимума ели, отвечавшие первой и третьей фазам, и разделяющая их фаза с максимумом сибирского кедра, обыкновенной сосны и березы. Такая ассоциация растений является характерной для аллювиально-озерных фаций соколовского комплекса осадков. Верхняя часть его разреза, представленная в уже охарактеризованных ранее обнажениях суглинками с весьма своеобразной тонкой слоистостью плетенчатого типа, уничтожена в этом районе последующим размывом, что хорошо видно из приведенного разреза (стр. 80).

Не менее полно отложения соколовского литокомплекса представлены и в более северных районах исследованного региона — в Нарымском Приобье, где они имеют несколько иной фациальный состав. Как можно видеть из многочисленных изученных разрезов (обнажений и скважин) этой зоны, в основании соколовского комплекса осадков залегают мелко- и среднезернистые пески различных субфаций русловой отмели, сменяющиеся в верхней части осадками пойменного и озерного типов. В охарактеризованном обнажении Чагин яр отложения соколовского комплекса, залегающие на размытой поверхности осадков самаровского горизонта, представлены (слои 5, 6 и 7) серовато-желтоватыми песками, переслаиваемыми выше с сероватыми супесями и суглинками пойменно-болотного типа. Под микроскопом в суглинках наблюдается много глинистых окатышей с гидрослюистой рубашкой, растительных остатков и обломков диатомовых водорослей. Выше по разрезу они становятся слегка песчаными (наблюдается незначительное ожелезнение по плоскостям напластования), а затем переходят в темно-серые суглинки табачного оттенка, включающие линзы плотного коричневого суглинка.

Среди минералов глинистой фракции в описываемых отложениях преобладают гидрослюда и каолинит, наряду с которыми встречается и монтмориллонит, в верхней части пачки увеличивается содержание монтмориллонита и отмечается галлуазит. В. П. Никитин собрал в этих отложениях (слои 4 и 5) детрит, из которого определил довольно бедную в видовом отношении семенную флору. Комплекс ее, как отмечает В. П. Никитин, не имеет ничего общего с флорой «диагональных песков». Предположительно он может свидетельствовать о прохладно-холодном климате, существовавшем во время формирования описываемых отложений, который был несколько более суровым, нежели современный.

Выше по разрезу наблюдается деградация лесной растительности и смена ее вначале лесотундровой, а затем типичной тундровой растительностью. В составе ее (слой 6) отмечается значительное участие растений из травяного покрова. Среди присутствующих явно холодолюбивых форм растений характерно наличие *Lycopodium pungens* La Pul, *Selaginella sibirica* (Milde) Hieron., *Alnaster* и отчетливое преобладание *Betula nana* L. (содержание ее пыльцы в отдельные фазы развития растительности достигает 80%). Похолодание, во время которого проходило формирование описываемых отложений, мы связываем со второй стадией наступления сибирского ледникового покрова эпохи максимального оледенения, получившей название тазовской (Мизеров, 1956; Шацкий, 1956). Отложения этого возраста объединены в тазовский горизонт Q_2^{tz} .

В районе с. Вертикос в этот отрезок времени существовала более спокойная обстановка осадконакопления, преемственно сохранившаяся с эпохи максимального оледенения. В связи с этим отложения соколов-

ского литокомплекса здесь представлены довольно монотонной толщей суглинков (слои 5—8, разрез на стр. 51)

Снизу толща начинается супесями, которые выше сменяются темно-серыми суглинками с отчетливо выраженными зеркалами скольжения и тонкими присыпками мелкозернистых белесоватых песков, приуроченных к плоскостям напластований. Под микроскопом в суглинках обнаруживаются ориентированные текстуры, которым следуют гидрослюдистые прослой. Наблюдаемое ожелезнение весьма незначительно и проявляется по порам. Много органических остатков, встречаются обломки диатомовых водорослей, иногда наблюдаются глинистые окатыши с гидрослюдистой оторочкой.

Выше следуют плотные темно-серые глины с монолитной текстурой. Для них характерно обилие сидеритовых конкреций, большей частью встречающихся по плоскостям напластования. Конкреции представляют собой вытянутые тела овальных очертаний, несколько приплюснутые в поперечном разрезе, с сечением не больше 3×10 и 2×10 см. В плане они имеют вид изогнутых жгутов с ребристой поверхностью. Изучение конкреций под микроскопом показало, что они состоят из тонкозернистого сидерита с размером зерен менее 0,008 мм с незначительной примесью глинистого материала, но обилием органики и гидроокислов железа. Гидроокислы железа, встречающиеся в виде пятен и ступков, являются вторичными и образовались в результате окисления сидерита.

Особенности литологического состава пород, обилие сидерита, встречающегося преимущественно в виде конкреций, и незначительное содержание гидроокислов железа свидетельствуют об изменении обстановки осадконакопления. По-видимому, это следует связать с изменениями физико-географической среды и, надо думать, в первую очередь с изменением климата. С этим предположением полностью согласуются данные палинологических исследований. В период формирования отложений, слагающих данную пачку, господствовала лесная растительность, в составе которой доминировали ель, береза и кедр. В спектре, изученном М. Р. Вотых (1962), наблюдаются три совершенно отчетливо выраженные фазы развития растительного покрова, последовательно сменяющихся во времени. Они отличаются различным сочетанием древесной, кустарниковой и травянистой растительности, а также сочетанием их компонентов, что является характерным для межледниковых эпох (Гричук, 1957—1960, 1961). Разрез отложений соколовского литокомплекса венчается здесь плотными буроватыми суглинками (слой 8), переслаивающимися с песками, супесями и суглино-супесями, включающими тонкие ожелезненные слои.

Под микроскопом видно много обломков диатомовых водорослей, среди которых иногда встречаются отдельные, довольно хорошо сохранившиеся экземпляры. Отмечается значительное содержание глинистых окатышей и зерен сидерита. Выше лежит серый, легкий, мучнистый суглинок с небольшими гнездами и неправильной формы прослоями серого мелкозернистого песка и супеси. Под микроскопом отчетливо видна беспорядочная текстура, отмечаются следы слабого ожелезнения, обилие остатков диатомовых водорослей и зерен кварца угловатой формы. Сравнительно часто встречаются глинистые окатыши и зерна осветленного глауконита. Разрез описываемой пачки отложений венчается слоем беспорядочно переслаивающихся серых суглинков, бурых супесей и желтых или серых песков. Среди глинистых минералов характерно преобладание монтмориллонита, присутствуют гидрослюда и каолинит.

Состав спор и пыльцы, изученных из этих отложений (Вотых, 1962), убедительно свидетельствует о существовании во время их формирования

типичной лесотундровой ассоциации растений. В ее составе отмечается обилие *Betula sect Nanae*. Отмеченными выше осадками озерно-болотного, озерного и частично пойменного типов со следами субаэральных условий осадконакопления закончилось формирование отложений соколовского литокомплекса в северных районах исследованного региона — в Нарымском Приобье.

По минеральному составу описываемые отложения в своей кластической части аналогичны уже охарактеризованным нами ранее осадкам вертиковского комплекса, развитым в более южных районах Приобья. Для них характерна та же ассоциация минералов с преобладанием основных ведущих групп: роговой обманки, рудных, эпидота и постоянное присутствие минералов из группы пироксенов.

Весь комплекс охарактеризованных осадков, как это видно из приведенного фактического материала, достаточно отчетливо разделяется на две пачки, формировавшиеся в различных обстановках осадконакопления. Нижнюю пачку слагают осадки преимущественно аллювиально-озерного и пойменного типов, а в строении верхней преобладают отложения, свойственные мелководным водоемам озерно-болотного типа и весьма своеобразные осадки (супеси и суглинки) с тонкой волнистой плетенчатой, неправильно-линзовидной и спутанноволокнистой слоистостью (см. рис. 21). По-видимому, они формировались в условиях половодно-пойменных и половодно-мелководных, периодически обсыхающих водоемов.

Аллювиально-озерные осадки соколовского литокомплекса формировались в условиях произрастания лесной преимущественно темнохвойной растительности, что свидетельствует о достаточно теплом климате, который по имеющемуся палеоботаническому материалу может считаться межледниковым. Как уже отмечалось, врезы, выполненные грубозернистыми осадками, более четко вырисовываются в районах, расположенных к востоку от исследованного региона. В пределах левобережной зоны Оби, охватывающей восточный склон Обь-Иртышского междуречья, они выражены намного слабее, а выполняют их, как можно судить по исследованиям В. Н. Сильвестрова и А. А. Бабина*, мелко- и тонкозернистые иловатые пески, суглино-супеси и суглинки, которые в верхней части сменяются более типичными иловатыми суглинками пойменного и озерно-болотного типов. Они содержат фауну моллюсков *Pisidium amnicum* L., *Valvata piscinalis* L. и многочисленные виды остракод из рода *Limnocythere*, характерных для мелководных слабо проточных озерных водоемов. По-видимому, именно эти отложения, содержащие спорово-пыльцевые спектры, отражающие растительность лесного типа (Букреева, 1966; Стрижова, 1962), описаны М. П. Нагорским под названием «остракодовый горизонт» Формирование отложений «остракодового горизонта» можно связать с более холодной и влажной фазой относительно теплого межледникового климата. Эти отложения входят в состав мессовско-ширтинского регионального горизонта.

Различные в фациальном отношении отложения верхней пачки соколовского литокомплекса, составляющие с подстилающими их осадками единый ритм осадконакопления, накапливались в условиях смены лесной растительности растительностью тундрово-степного и тундрового типов с отчетливым нарастанием роли последней, что свидетельствует о холодном и суровом климате того времени.

Формирование охарактеризованных суглинков, которые в Среднем Приобье слагают тазовский горизонт, протекало, как это уже видно, на севере, в условиях периодической смены субаквальной (озерной и озер-

* Устное сообщение.

но-болотной) обстановки субаэральной. На юге, в Томском Приобье оно проходило в условиях периодически обсыхающих половодно-мелководных водоемов со струйчатым течением потоков, быстро меняющих свое направление и сменяющихся во времени замкнутыми мелководьями бассейна. Своеобразный тип слоистости, выдерживающийся на обширных пространствах юга Западной Сибири, свидетельствует о весьма специфической обстановке осадконакопления. Ближе всего эти отложения по своим текстурным особенностям и типу слоистости напоминают некоторые субфации пойменного аллювия. Последний, однако, отличается от половодных осадков более резкой фациальной изменчивостью, а также более разнообразной и более крупной слоистостью. В связи с этим, описываемые отложения мы относим к самостоятельному типу половодно-мелководных осадков, по-видимому, являющихся аналогом отложений фаций разливов (Лаврушин, 1963) или отложений половодного типа, описанных Г. И. Горецким (1964).

Вся серия охарактеризованных выше отложений в целом хорошо обособляется в литолого-фациальном отношении и выделяется нами в самостоятельный озерно-аллювиальный литокомплекс. В его строении (в исследованном регионе) наблюдается отсутствие фаций базального горизонта и типичных русловых фаций. При этом наблюдается широкое развитие отложений фации русловой отмели и несколько менее фации пойменного типа. Не менее широко распространены фации озерных и озерно-болотных, периодически обсыхающих водоемов, а также фации половодных мелководий, отражающие периодическую смену субаквальной обстановки субаэральной.

Формированием кратко охарактеризованных выше отложений соколовского комплекса закончился крупный ритм осадконакопления ранне- и среднеплейстоценовой эпох четвертичного периода, на протяжении которых накопление осадков осуществлялось в условиях «покровной аккумуляции», или констратичной фазы аллювиальной аккумуляции по В. В. Ломакину (1948).

В этот отрезок времени исследованный регион превратился в обширную аккумулятивную равнину. Расчленение этой равнины с формированием долин современной речной сети осуществлялось уже в позднечетвертичную эпоху, в связи с чем последняя отличается рядом специфических особенностей.

В общем ритме осадконакопления ранне- и среднеплейстоценовой эпох четвертичного периода в каждом из последующих этапов аккумуляции наблюдается последовательное уменьшение роли фаций базального горизонта, а также русловых фаций и фации русловой отмели. Наиболее полно отложения фации базального горизонта представлены в осадках кривошеинского литокомплекса (Q_1^2). Они характерны для отложений вертикаловского комплекса (Q_2^{1-2}) и слабо выражены в осадках соколовского озерно-аллювиального комплекса (Q_2^{3-4}). В соответствии с этим в каждом последующем комплексе осадков нарастает роль озерных фаций с подчиненным развитием различных субфаций пойменного типа, а также фаций, свойственных обширным половодным мелководьям. Если осадки озерных фаций представлены наиболее полно в осадках вертикаловского литокомплекса, то осадки фаций мелководий и обширных разливов более характерны для соколовского комплекса отложений.

В сводной серии охарактеризованных осадков нижнего и среднего плейстоцена отчетливо намечаются три аллювиальные фазы, отвечающие межледниковьям, из которых первые две — доледниковая и тобольская, — выражены наиболее ярко и полно в исследованном нами регионе. Соответственно с этим на смену им приходят три фазы не менее широкого распространения осадков озерных, озерно-болотных и половодно-мелко-

водных водоемов. Их формирование в основном осуществлялось в условиях холодного ледникового климата, во время демьянского, самаровского и тазовского ледниковий. В отвечавшие им отрезки времени наиболее отчетливо вырисовывались широтная палеогеографическая зональность. На севере — в Нарымском Приобье протекало формирование отложений преимущественно озерных фаций. В более южных районах — в Томском Приобье в то время формировались отложения фаций половодно-пойменного и половодно-мелководного типов, а также осадки, накапливавшиеся в условиях периодической смены субаквальных и субаэральных обстановок.

Таким образом, в общем ходе осадконакопления ранне- и среднеплейстоценовой эпох четвертичного периода наблюдается общая ритмичность, проявляющаяся в чередовании вполне определенных комплексов и типов осадков аллювиальных и озерных и половодных. Их формирование осуществлялось при постепенном и последовательном ослаблении динамики среды осадконакопления и, следовательно, при уменьшении роли эрозионных факторов при прогрессивном нарастании во времени процессов аккумуляции.

Верхнеплейстоценовые аллювиально-озерные и аллювиальные отложения — Q₃

Позднечетвертичная эпоха осадконакопления довольно резко отличается по основным рельефообразующим факторам — процессам эрозии и аккумуляции от предшествующих эпох четвертичного периода. Существовавшая ранее общая палеогеографическая зональность в позднейшей эпохе нашла более четкое отражение в особенностях геоморфологического строения северного и южного районов исследованного региона и привела к их обособлению. На севере были разработаны обширные понижения рельефа, в пределах которых формировались аккумулятивные равнины. На юге (Томское Приобье) в то время были выработаны тесно с ними связанные более четко геоморфологически обособленные типичные долинные формы рельефа. Накоплению осадков позднечетвертичной эпохи предшествовал размыв, которым в значительной степени были уничтожены сформированные ранее среднечетвертичные аллювиально-озерные отложения. Чередование этапов осадконакопления и размыва при последовательном нарастании во времени эрозионных факторов привело в конечном итоге к формированию хорошо морфологически обособленных речных долин, достигающих в Среднем Приобье необычайной ширины и выполненных преимущественно аллювиальными осадками. В связи с этим для позднечетвертичной эпохи в исследованном регионе характерно преобладание «долинного» типа аккумуляции при ведущей роли процессов эрозии, чередующихся с осадконакоплением. В общем ходе становления и формирования речных долин и выполняющих их аккумулятивных образований (речных террас) отчетливо обособляются два крупных этапа.

Первый ранний этап характеризуется разработкой обширных понижений и формированием в их пределах аллювиально-озерных и аллювиальных осадков, слагающих озерно-аллювиальные и аллювиальные равнины двух высоких морфологических уровней, широко развитых в Нарымском Приобье. Южнее они сменяются типичными террасовыми накоплениями, выполняющими уже более четко геоморфологически обособленные речные долины.

Второй поздний этап отличается от предшествовавшего более энергичными размывами, углублением сформированных ранее понижений рельефа и разработкой речных долин современных очертаний. С поздним

этапом осадконакопления в Среднем Приобье связано формирование аккумулятивных (вторых и первых) надпойменных террас, которые отвечают двум низким морфологическим уровням.

а) Ранний этап осадконакопления

*Озерно-аллювиальные, аллювиальные,
половодно-мелководные отложения
и отложения склонового ряда*

С ранним этапом осадконакопления позднечетвертичной эпохи связано формирование обширных озерно-аллювиальных равнин двух высоких морфологических уровней (IV и III). Эти аккумулятивные равнины и, следовательно, слагающие их осадки пользуются широким распространением только в Нарымском Приобье и развиты преимущественно в правобережной зоне Оби. В связи с этим в настоящей работе они охарактеризованы весьма схематично и далеко не полно, так как в районах, непосредственно окаймляющих долину Оби, можно видеть лишь отдельные фрагменты их строения и фациального состава.

Весьма условно с ранним этапом осадконакопления позднечетвертичной эпохи мы связываем также формирование своеобразных, уже частично охарактеризованных осадков, отнесенных нами к группе отложений половодно-мелководного, половодно-пойменного типов и отложениям склонового ряда. Эти отложения широко распространены в южных районах исследованного региона — в Томском Приобье, где принимают участие в строении средних и верхних горизонтов суглинков современных водораздельных пространств. Эти своеобразные по текстуре и типу слоистости осадки слагают обширные шлейфы, выполняющие морфологически слабо выраженные понижения рельефа поверхности более древней аккумулятивной равнины. С этим отрезком времени мы связываем также формирование погребенных почв, прослеживающихся в основании среднего или верхнего (второго снизу) горизонта суглинков водоразделов и имеющих региональное распространение среди погребенных почвенных горизонтов Среднего Приобья, наибольшую мощность и наиболее хорошо выраженный почвенный профиль.

По-видимому, с первыми фазами аккумуляции данного этапа осадконакопления следует связать выполнение сформированных к этому времени небольших, слабо выраженных врезов. Один из таких врезов нам удалось наблюдать в последние годы в районе с. Кривошеино. Оползнем здесь были вскрыты прекрасные разрезы верхней части серии аллювиально-озерных и половодно-мелководных осадков и отложений склонового ряда, сложенных супесями и суглинками, которые иногда вложены в отложения тазовского возраста (слой 1 — отложения склонового ряда, см. разрез на стр. 49). Один из таких врезов хорошо виден несколько ниже по течению овражного понижения, расположенного в средней части яра, в толще вскрывающихся здесь суглинков тазовского горизонта. Базальная граница вреза прослеживается довольно отчетливо. Местами к границе размыта приурочены скопления древесины, маломощные линзочки темнозернистых песков и скопления мелких косточек позвоночных. Врез, ширина которого достигает 50 м, выполнен иловатыми сероватыми супесями и суглинками, в которых видна тонкая перекрестно-волнистая и плетенчатая слоистость. В верхней части суглинки гумусированные и сменяются хорошо выраженной погребенной почвой болотного типа, развитой также и на суглинках тазовского горизонта. Кровля последних разбита трещинами, по-видимому, морозобойного происхождения, выполненными

суглинками, слагающими вышележащий горизонт. Местами в морозобойные трещины втянута и погребенная почва, нарушенная солифлюкционными процессами. По простиранию погребенную почву нередко сменяют маломощные торфянички, прослеживающиеся, например, в районе с. Амбарцево (слой 3а, разрез на стр. 66). Спорово-пыльцевые спектры, изученные М. П. Гричук (1964) из иловатых суглинков, выполняющих упомянутый выше врез, свидетельствуют о том, что отложения «вложки» и залегающая на них погребенная почва формировалась в относительно теплых климатических условиях, так как в то время произрастала лесная растительность. Примерно аналогичный характер растительного покрова был выявлен Г. Ф. Букреевой в изученной ею погребенной почве и залегающей на ней пачке суглинков и супесей, скрывающихся в уже охарактеризованных нами разрезах Вороновский яр 2, а также и Вороновский яр 1, расположенных в районе с. Вороново.

В обнажении Вороновский яр 1 сверху вниз прослеживаются:

1. Почвенный слой	0,3 м
Q ₃ ² 2. а) Суглинки светло-бурые, лессовидные, ниже становятся желтовато-палевыми. Суглинки макропористые, карбонатные с известковыми журавчиками, с неясной тонкой волнистой слоистостью плетенчатого типа. Хорошо выражена столбчатая отдельность	3,0 м
Q ₃ ¹ б) Супеси светло-бурые лессовидные, ниже становятся желтовато-палевыми, макропористые, карбонатные. Хорошо выражена столбчатая отдельность	5,0 м
3. Погребенная почва болотного типа с неясно выраженным профилем	1,2 м
Q ₂ ⁴ 4. Суглинки желтовато-бурые, лессовидные, с неясной тонкой плетенчатого типа слоистостью, макропористые, карбонатные, с журавчиками и столбчатой отдельностью	1,5 м
5. а) Желтоватые тонкослойные пески с волнистой слоистостью (0,3 м);	
Q ₂ ³ б) Суглинки серые озерно-болотные с обилием фауны пресноводных моллюсков (0,8 м);	
в) Тонкозернистые слегка пылеватые пески с прослойками в верхней части суглинков (30 см, 0,6 м)	1,7 м
6. Суглинки серые, слоистые. Слоистость крупная, обусловленная чередованием суглинков (20—40 см) с тонкозернистыми, тонкослойными глинистыми супесями (по 1—3 см) в верхней части суглинки гумусированные (0,6 м)	6,2 м
7. Суглинки серые плотные, с тонкой горизонтальной (ленточноподобной) слоистостью, с тонкими прослойками тонкослойных супесей	3,0 м
Q ₂ ¹ 8. Суглинки плотные, слоистые. В разрезе переслаиваются суглинки плотные с волнистой неясно выраженной слоистостью (10—30 см) и супеси тонкослойные (2—3 см) плотные, иловатые. Встречается фауна пресноводных моллюсков	4,5 м
9. Суглинки серые, переслаивающиеся с супесями и тонкозернистыми песками	2,0 м
10. Пески светло-серые и мелко- и среднезернистые, переслаивающиеся с глинистыми песками, а в верхней части с бурыми тонкослойными супесями и сизоватыми суглинками	6,0
11. Галечник с галькой кремнистого состава, сцементированный окисными соединениями железа, плотный, почти конгломерат	0,3 м
12. Ниже до уреза воды прослеживаются серовато-сизые глины и пески третичного возраста	8—10 м

Погребенная почва (слой 3) и залегающие выше супеси (слой 2б), формировавшиеся во время произрастания древесной темнохвойной растительности (Букреева, 1966), соответствуют ранней фазе аккумуляции позднего плейстоцена. Более поздней его фазе (ранний этап осадкоаккумуляции) отвечает формирование залегающих выше желтовато-палевых, карбонатных, пылеватых суглинков (слой 2а). В Томском Приобье они повсеместно перекрывают погребенную почву, отмеченную выше; в районе

с. Вороново — супеси (слой 2б). В типовых разрезах южных районов исследованного региона суглинки макропористы, карбонатны, с тонкой волнистой и перекрестной (плетенчатой) слоистостью и хорошо выраженной столбчатой отдельностью. Нередко по простиранию они замещаются пылеватыми супесями, как, например, в районе с. Вороново.

Спорово-пыльцевые спектры, изученные из этих отложений (Гричук, 1957—1961; Стрижова, 1962; Букреева, 1965, 1966), свидетельствуют о том, что во время их формирования в зоне Томского Приобья преобладала растительность перигляциального типа. В ее ассоциации основную роль играла полярная береза и другие сопутствующие ей кустарниковые виды.

По-видимому, накопление описываемых отложений протекало в смешанной субаквальной (периодически обсыхающие мелководные лужи) и субаэральной (преобладание склонового плоскостного слива) обстановке, а среди субаэральных агентов золотый фактор имел в то время ведущее значение (Черноусов, 1963). Формирование этих отложений, которые, по существу, следует отнести к группе склоновых образований, мы связываем с первой фазой (стадией) похолодания зырянской эпохи. Подстилающая их погребенная почва болотного типа, имеющая четко выраженный профиль, надо полагать, формировалась в казанцевское межледниковье, что отвечает теплomu бореальному времени. Однако не исключена возможность, что эта теплая фаза, как отмечает М. П. Гричук (1964), может явиться межстадиалом, разделяющим одну ледниковую эпоху на две стадии (?), но для этого вопроса нужны сборы дополнительного фактического материала.

Озерно-аллювиальные и озерные отложения озерно-аллювиальных равнин (высокий (IV) морфологический уровень)

Озерно-аллювиальные равнины высокого (IV) морфологического уровня (более низкого, чем уровень водораздельных аккумулятивных равнин) развиты только в северных районах исследованного региона — в Нарымском Приобье. Как уже отмечалось, они охватывают обширные пространства правобережной зоны Оби, бассейны рек Кеть и Тым.

Осадки озерно-аллювиальных равнин выполняют обширные понижения рельефа и, залегая на размытой поверхности среднеплейстоценовых образований, сложены мелко- и среднезернистыми песками, серовато-сизыми суглинками и глинами. В основании их обычно залегают более крупнозернистые аллювиальные пески. Типичные русловые отложения и фации базального горизонта развиты очень слабо. В строении верхней части разреза озерно-аллювиальных отложений принимают участие более тонкозернистые осадки, формировавшиеся в условиях проточных и полупроточных озерных водоемов, о чем свидетельствует характер мелкой (косо-волнистой и тонкой), обычно неправильно перистой и горизонтальной слоистости. По-видимому, реликты значительно деградированных, существовавших ранее озерных бассейнов сохранились и до настоящего времени, о чем свидетельствует их необычайно широкое распространение на поверхности озерно-аллювиальных равнин.

Общий характер растительного покрова, который удалось восстановить А. И. Стрижовой (1962, 1966) и частично М. П. Гричук (1961) в правобережной зоне Оби (Тымское Приобье), свидетельствует о двух этапах в его развитии. Отложения нижней части разрезов озерно-аллювиальных равнин, имеющие аллювиальное происхождение, формировались в усло-

виях широкого распространения лесной темнохвойной растительности. В ее развитии намечаются три фазы, свойственные межледниковым эпохам. Формирование осадков, принимающих участие в строении верхних горизонтов озерно-аллювиальных равнин, осуществлялось в условиях смены лесной растительности растительностью лесотундрового и тундрового типов. Это говорит о холодном и суровом климате того времени, постепенно сменившем более мягкий и теплый климат бореального времени.

К сожалению, в исследованном регионе можно познакомиться только с отдельными фрагментами строения осадков озерно-аллювиальных равнин. В естественных разрезах по Оби обнажена обычно только верхняя часть их, сложенная мелко- и тонкозернистыми песками, залегающими большей частью на высоком цоколе (на высоте 30—32 м над урезом воды) и перекрывающими их суглинками неясного генезиса.

В долине Оби наиболее полно описываемые отложения представлены в обнажениях, расположенных у сел Вертикос (слой 10, см. рис. 49) и Прохоркино (слои 8—10, см. рис. 50). Здесь они залегают на размытой поверхности осадков озерных фаций соколовской свиты и перекрываются суглинками довольно грубого состава с тонкой неправильной линзовидной слоистостью. По-видимому, они формировались в условиях смешанной делювиально-аллювиальной и субаквальной обстановки, обстановки периодически обсыхающих луж и склонового плоскостного смыва.

Под микроскопом в суглинках отмечается незначительное содержание органики и слабое ожелезнение. Характерно наличие хорошо окатанных зерен кварца и обилие зерен осветленного глауконита. По трещинам обнаруживаются эпигенетические выделения, вероятно, железистого монтмориллонита. Глинистая фракция представлена монтмориллонитом, явно преобладающим в осадке, гидрослюдой, каолинитом, гидроокислами железа и кварцем. Значительно более высокое содержание монтмориллонита в описываемых отложениях по сравнению с осадками среднечетвертичного возраста может свидетельствовать о более энергичном размыве дочетвертичных морских осадков и большем привносе обломочного материала, нежели это наблюдается в среднечетвертичную эпоху. Подтверждением этому служит обилие осветленного глауконита и диатомей. Возможно, что часть монтмориллонита образовалась на месте при интенсивном промывании осадка кислыми водами, обусловившем изменения в кристаллической решетке гидрослюдных минералов, в результате чего произошло замещение Са на Na (Минервин, Сергеев, 1958).

Спорово-пыльцевые спектры, изученные из этих разрезов (Стрижова, 1962; Вотах, 1962), оказались весьма бедными и невыразительными. Тем не менее имеющиеся данные по составу спор и пыльцы свидетельствуют о том, что во время их формирования господствовала тундровая и лесотундровая растительность, указывающая на холодный климат.

Формирование отложений озерно-аллювиальных равнин высокого (IV) морфологического уровня мы связываем с казанцевским (бореальным) временем и первыми фазами похолодания эпохи зырянского оледенения севера Западной Сибири (Сакс, 1952—1958) — его ранней стадией. По-видимому, на юге низменности, а также в южных районах исследованного региона озерно-аллювиальные равнины переходят в высокие слабо морфологические выраженные (IV) надпойменные террасы, осадки которых еще почти не изучены, а выделение их в настоящее время составляет пока проблему.

Кратко охарактеризованные выше осадки озерно-аллювиальных равнин слагают вполне самостоятельный обособленный в литолого-фациальном отношении комплекс. В его разрезе наблюдается преобладание отложений достаточно отчетливо выраженных озерных фаций над фациями ал-

лювиального ряда. Эти отложения выделены нами в самостоятельный озерно-аллювиальный литокомплекс, формирование которого соответствует первой фазе аккумуляции раннего этапа осадконакопления позднего плейстоцена.

А л л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я
а л л ю в и а л ь н о - а к к у м у л ь а т и в н ы х р а в н и н
(в ы с о к и й (III) м о р ф о л о г и ч е с к и й у р о в е н ь)

Осадки, слагающие обширные аллювиально-аккумулятивные равнины менее высокого (III) морфологического уровня пользуются распространением в основном за пределами исследованного региона — в более восточных районах правобережной зоны Оби. В их строении принимают участие тонко- и мелкозернистые пески, фации прирусловой отмели. Осадки типичных пойменных или озерных фаций составляют исключение, а если и встречаются, то в виде отдельных фрагментов. На юге исследованного региона аллювиально-аккумулятивным равнинам соответствует третья надпойменная терраса, пользующаяся локальным распространением и почти не вскрываемая в естественных разрезах. Аллювий третьей террасы изучен нами в разрезе Красный яр, расположенном ниже с. Мочище.

В этом обнажении (рис. 54) сверху вниз прослеживаются:

- Q₃ 1. Пески светло-серые тонко- и мелкозернистые с неправильной горизонтальной и косой слоистостью, перевеянные ветром 2—2,5 м
- Q₃ 2. Пески светлые, желтовато-серые, мелко- и среднезернистые с отчетливой волнистой и горизонтальной слоистостью (лежат на размытой поверхности подстилающих отложений) 5—8 м
- Q₂³ 3. Суглинки желтовато-буроватые с палевым оттенком, пылеватые, с тонкой волнистой слоистостью. Кровля размыта, выровнена и разбита редкими мелкими клиньями шириною до 8 см, по-видимому, морозобойного происхождения, проникающими в суглинки на 30—40 см. Псевдоморфозы выполнены вышележащими песками 4—8 м
- Переход суглинков в нижележащие отложения постепенный
- Q₂² 4. Пески тонкозернистые, с тонкой горизонтальной и волнистой слоистостью, выше переслаивающиеся с желтовато-бурыми супесями и в верхней части с суглинками 3—5 м
- Q₂¹ 5. Суглинки буровато-серые, местами сизоватые, с неясной слоистостью, с гумусированными прослоями, детритом и обрывками древесины 2—4,5 м
6. Пески желтовато-серые, мелкозернистые, в верхней части глинистые, с волнистой слоистостью и прослоями сероватых суглинков. Ниже пески среднезернистые с более отчетливой косо-волнистой и мелкой косой и более крупной горизонтальной слоистостью, встречаются намывы детрита и обрывки древесины 5—8 м
7. Пески серые, разноезернистые, в верхней части более тонкозернистые, иногда встречаются линзовидные прослой супесей и глинистых песков со следами смятий и различных мелких деформаций слоев. Ниже пески более крупнозернистые с косой слоистостью, гравием и мелкой галькой. В средней части прослеживаются линзы с растительными остатками, древесиной и мелкими костями млекопитающих. По всей толще рассеяна древесина, встречающаяся как в виде мелких, так и крупных обломков и отдельных стволов, в основании вскрываются линзы аллохтонных торфяников 6—7 м

Здесь вскрываются аллювиальные пески (слой 2), принимающие участие в строении верхних горизонтов аллювия третьей надпойменной террасы. Залегают они на размытой поверхности более древних аллювиально-озерных и аллювиальных осадков среднего плейстоцена. В верхней части террасовые пески перевеяны (слой 1) и образуют холмистый «дюнный рельеф». Этот навейный покров — генетически чуждый аллювию. К сожалению, террасовые осадки, оказались слабо палинологически охарактери-

зованными. Тем не менее изученные из них пыльца и споры (Букреева, 1965) дают основание говорить о том, что накопление описываемых отложений осуществлялось во время господства сильно разреженных сосново-березовых, по-видимому, несколько угнетенных лесов при широком распространении кустарничковой березки и травянистой растительности, преимущественно злаково-разнотравного состава. Присутствие индикаторов перигляциальной растительности *Lycopodium appressum* (Desv) Petr., *Selaginella selaginoides* Link. свидетельствует о суровых и холодных климатических условиях того времени. На основании анализа других разрезов, где аллювиальные осадки третьей надпойменной террасы вскрываются намного полнее (например, в районе с. Мельниково на Оби, где были изучены М. П. Гричук, 1957, 1961), можно говорить о том, что ранним фазам формирования их аллювия отвечают более благоприятные климатические условия, однако являющиеся, скорее всего, межстадиальными, нежели межледниковыми.

Состав спор и пыльцы, изученный А. И. Стрижовой (1964, 1966) из осадков аллювиальных равнин третьего морфологического уровня Нарымского Приобья, дает основание говорить о том, что их формирование осуществлялось вначале в условиях относительно теплого климата (преобладание темнохвойной растительности), затем темнохвойная растительность постепенно вытеснялась растительностью перигляциального типа, с характерными для нее представителями *Lycopodium pungens* La Pul. при значительном участии *Betula nana* L.

Литологическая самостоятельность и стратиграфическая обособленность охарактеризованных выше отложений аллювиальных равнин позволяют выделить их в самостоятельный аллювиальный литокомплекс, который по своим литолого-фаціальным особенностям уже в большей степени приближается к строению типичных аллювиальных свит.

Формирование охарактеризованных осадков охватывает полный цикл изменения климата — время его теплой и следующей за ней холодной фазы.

Таким образом, в общем ритме осадконакопления раннего этапа позднечетвертичной эпохи отчетливо обособляются два комплекса осадков, соответствующих двум высоким морфологическим уровням. Осадки озерно-аллювиальных равнин четвертого уровня характеризуются широким развитием озерных фаций, развитых преимущественно в верхней части их разреза. Осадки аллювиально-аккумулятивных равнин более низкого — третьего уровня отличаются преобладанием фаций руслового аллювия, характерного для верхней зоны русловой отмели и почти полным отсутствием фаций пойменного аллювия. Для строения осадков этих комплексов свойственны общие закономерности, присущие аллювиальным свитам (Шанцер, 1951, 1961), или, вернее, тенденция к сохранению этих закономерностей. Это и сказалось в преобладании в верхней части их разреза все более и более тонкозернистого материала, накапливавшегося в условиях более холодного и сурового климата, отвечавшего двум фазам похолодания зырянской эпохи, которой и венчается ранний этап осадконакопления позднего плейстоцена.

б. Поздний этап осадконакопления

Поздний этап осадконакопления и развития рельефа позднечетвертичной эпохи характеризуется преобладанием эрозионных факторов, дальнейшим формированием речных долин с отчетливой тенденцией в сторону их последовательного углубления. В этот отрезок времени еще более отчетливо определилась геоморфологическая обособленность южных и се-

верных районов, охватывающих долину Оби в пределах исследованного региона. Это является убедительным подтверждением тому, что существовавшая ранее палеогеографическая зональность, определившая особенности осадконакопления Нарымского и Томского Приобья в более ранние эпохи четвертичного периода, выдерживалась вплоть до современности. По-видимому, это было обусловлено некоторым различием в структурном положении этих районов и их неотектонической жизни. Различная неотектоническая активность этих районов нашла свое отражение в строении речных долин и выполняющих их речных террас. Сформированные в этот отрезок времени, охватывающий вторую половину позднего плейстоцена, два комплекса аллювиальных отложений, отвечающие двум низким морфологическим уровням — вторым и первым надпойменным террасам, характеризуются рядом специфических особенностей строения. Аллювий вторых и первых надпойменных террас по сравнению с аллювием поймы изучен еще недостаточно. Проведенные специальные сборы палинологического материала по опорным разрезам, расположенным в различных географических зонах, пока не дали положительных результатов, так как в большинстве своем разрезы оказались немymi.

А л л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я в т о р о й н а д п о й м е н н о й т е р р а с ы

Вторая надпойменная терраса широко распространена в пределах исследованного региона. Высота его в среднем колеблется от 18 до 25 м. Подстилающие ее осадки, принимающие участие в строении цоколя, иногда поднимаются на высоту 2—4 м, хотя большей частью цоколь опущен несколько ниже меженного уровня реки. Вторая надпойменная терраса обычно сложена песками более крупнозернистыми в основании и переслаивающимися в верхней части с сугесями и суглинками, обычно слагающими покровы, мощность которых нередко превышает 5—7 м. Наличие плаща суглинков с мелкой и тонкой перекрестного и волнистого типа слоистостью является характерным для отложений вторых надпойменных террас. В пределах Томского Приобья вторая надпойменная терраса прослеживается отдельными обрывками ниже г. Новосибирска, преимущественно по левобережью до с. Колывани.

В Нарымском Приобье вторая надпойменная терраса Оби прослеживается ниже г. Колпашева как по левобережью, так и по правобережью Оби, а ниже устья р. Тым она пользуется развитием, главным образом, по правому берегу Оби. Здесь ширина второй надпойменной террасы иногда достигает 40—50 км. Наиболее полный разрез отложений второй надпойменной террасы можно наблюдать непосредственно у г. Колпашева. Здесь вторая надпойменная терраса неоднократно описывалась многими исследователями и получила название колпашевской. В ее разрезе сверху вниз прослеживаются:

- | | |
|---|-------|
| 1. Почвенный горизонт, почвы болотного типа, по простирацию в нескольких местах замещаются торфяниками (мощностью до 1,5 м) | 0,3 м |
| 2. Суглинки желтовато-бурые, лессовидные, карбонатные. Ниже сменяются сугесями пылеватыми, тонкослоистыми, переслаивающимися с тонкозернистыми пылеватыми песками | 4,7 м |
| 3. Пески тонкозернистые с мелкой косо́й слоистостью, переслаиваются с серыми пылеватыми сугесями | 2—3 м |
| 4. Суглинки серые, неясно слоистые, в верхней части гумусированные, со следами солифлюкционного смятия и псевдоморфозами по морозобойным клиньям. Встречаются прослой гумусированных суглинков с линзами торфа, обломками древесины, прослоями пловатых супесей тонкозернистых песков | 3—4 м |
| 5. Пески желтовато-серые мелкозернистые, переслаивающиеся с сред- | |

незернистыми и мелкозернистыми глинистыми песками, местами с косой слоистостью, характерной для основания аллювиальной толщи. Видимая мощность до 5 м

Верхняя часть разреза террасы, представленная буровато-желтыми лессовидными суглинками и подстилающими их сунесями, характеризует отложения половодно-пойменного типа. Нижняя граница фаций пойменного типа довольно четкая, к ней приурочены солифлюкционные смятия и псевдоморфозы, по-видимому, по ледяным клиньям, проникающим в нижележащие аллювиальные пески на глубину 1,0—1,5 м. По спорово-пыльцевым спектрам, изученным из охарактеризованных осадков террасы у г. Колпашева (Гричук, 1957), можно сделать вывод, что их формирование началось в условиях сравнительно мягкого и достаточно теплого климата. В растительном покрове того времени наблюдается широкое участие темнохвойных пород (ель, кедр, сосна). Спектр из верхней части аллювия вторых надпойменных террас, представленных осадками половодно-пойменного типа, отражает растительность, характерную для разреженных светлохвойных лесов лесотундровой зоны. Большое участие в спектрах занимают виды, характерные для перигляциальных условий обитания. Среди последних значительная роль принадлежит *Betula nana* L.

Более характерно псевдоморфозы по ледовым клиньям выражены в отложениях колпашевской террасы в районе д. Черный Мыс (правый берег Нарымской протоки Оби). Здесь кровля сизых суглинков, соответствующая слою 4 колпашевской террасы, разбита многочисленными полигональными трещинами усыхания. Некоторые из этих трещин явились исходными пунктами формирования мерзлотных клиньев. Глубина их достигает 2,5 м, ширина в верхней части — 2,0 м. Полости этих клинообразных трещин заполнены лежащими выше светло-бурыми суглинками и песками.

Имеющийся материал по разрезам второй надпойменной террасы Оби (села Красный яр, Черный мыс, Колпашево) свидетельствует о том, что аллювий этой террасы достаточно хорошо дифференцирован. В его составе выделяются русловый аллювий с фациями осадков базального горизонта, иногда выраженных слабо, фации прирусловой отмели и группа фаций половодно-пойменного аллювия. Последние по сравнению с аналогичными фациями более древних аллювиально-озерных свит отличаются менее устойчивым фациальным составом, более грубым материалом и характеризуются крупной линзовидной слоистостью. Слоистость этих осадков более грубая, характеризуется наличием быстро выклинивающихся линзовидных прослоев, линз, сложенных крупнозернистым материалом, что в значительной степени приближает эти осадки к пойменному аллювию современных пойм.

А л л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я п е р в о й н а д п о й м е н н о й т е р р а с ы

Первая надпойменная терраса геоморфологически обособлена на всем протяжении долин. Высота ее в Среднем Приобье колеблется от 8 до 12 м, а мощность ее осадков составляет примерно 25—35 м. Как можно судить по имеющимся разрезам и скважинам, первая надпойменная терраса сложена преимущественно серовато-желтыми средне- и мелкозернистыми песками. В основании ее осадков преобладают русловые фации, сложенные более крупным (по гранулометрическому составу) материалом, тогда как в строении верхних горизонтов преобладает тонкозернистый материал, соответствующий по типу осадкам верхней части

прирусловой отмели. Фации пойменного типа в строении первой надпойменной террасы пользуются весьма ограниченным развитием.

Ниже г. Новосибирска первая надпойменная терраса узкой полосой (1,5—2 км), окаймляющей пойму, прослеживается в районе с. Мочище, затем у сел Белоярка, Кожевниково и Киреевского, где ее осадки на расстоянии нескольких километров подмываются рекой. Непосредственно у с. Кожевниково в строении первой надпойменной террасы сверху вниз прослеживаются:

1. Суглинки буроватые, макропористые, гумусированные	0,6 м
2. Суглинки бурые, пористые, карбонатные, лессовидные, с неясной слоистостью и слабо выраженной вертикальной отдельностью	1,5 м
3. Суглинки светло-бурые, слоистые, слоистость волнистая, неправильная	0,1 м
4. Пески мелкозернистые, желтоватые или желтовато-серые, переслаиваются с тонкозернистыми песками, постепенно вверх переходят в бурые пылеватые суглинки	2,9 м
5. Супеси с прослоями мелко- и тонкозернистых песков	1,7 м
6. Суглинки серые, слоистые, плотные в основании до уреза воды с прослоями песков	1,6 м

На нижней окраине села (по течению реки) верхний слой террасы, представленный гумусированным суглинком, замещается торфом и погружается под отложения поймы.

В Нарымском Приобье первая надпойменная терраса обнажается в районе сел Нарым, Каргасок, Мегидугольское, Лукашин яр, Тымское, Верхне-Вартовское и в других местах. Характерной особенностью ее строения в этом районе является увеличение роли глинистых отложений в нижней части видимого разреза и широкое распространение торфяников в верхней части.

В обнажении у с. Мегидугольского высота террасы составляет 8 м над урезом воды. Сверху вниз вскрыты:

1. Почвенно-растительный супесчаный слой. Вверху оподзоленный	0,9 м
2. Горизонт тонкослоистого чередования песков, супесей и суглинков, бурых оттенков	0,8 м
3. Суглинков буровато-серый, переслаивающийся с супесью и линзочками тонкозернистых песков	2,0 м
4. Глина темно-серая, горизонтально слоистая за счет присутствия тонких прослоев серого тонкозернистого песка ($M = 1$ см) и растительного детрита	3,0 м

Ниже по реке из-под уреза воды выходит подошва глинистого слоя, под которым залегает серый кварцевый песок со слабо заметной горизонтальной слоистостью. Видимая мощность песка 1,2 м.

Спорово-пыльцевые спектры, изученные из ряда разрезов первых надпойменных террас Нарымского Приобья (Стрижова, 1964, 1966), дают основание говорить о том, что за время их формирования растительность претерпела существенные изменения. Для времени формирования нижних горизонтов аллювия характерно распространение лесной темнохвойной растительности с разнотравьем при постоянном присутствии отдельных представителей холодолюбивых видов, как, например, *Licopodium ripgens* La Pul и *L. apressum* (Desw) Petr. и *Betula nana* L. В более верхних горизонтах аллювия темнохвойная растительность постепенно сменяется светлохвойной лесной растительностью второй более поздней фазы. На смену последней приходит степная ксерофитная растительность, в дальнейшем преобладающая. В составе ее наблюдается уже значительное участие отмеченных выше индикаторов перигляциальных условий обитания.

Данной фазе отчетливого похолодания климата отвечает формирование верхних стратиграфических горизонтов первых надпойменных террас.

Формирование же фаций руслового аллювия началось в условиях более мягкого и влажного климата, но в целом по сравнению с климатом времени формирования вторых надпойменных террас несомненно более сурового. Закономерная смена и характер соотношения различных фаций аллювия разреза первой надпойменной террасы отражает общие закономерности строения аллювиальных свит. Следует, однако, отметить, что фации пойменного типа для осадков первой надпойменной террасы не характерны. В связи с этим аллювий, принимающий участие в строении первой надпойменной террасы, имеет как бы «незаконченный» или «недоразвитый» тип строения. Накоплением аллювия первых надпойменных террас, по-видимому, более соответствующему перестативной фазе аллювиальной аккумуляции, закончился поздний этап осадконакопления позднечетвертичной эпохи.

В целом, как это видно из изложенного выше фактического материала, позднечетвертичная эпоха осадконакопления отчетливо разделяется на два этапа. Первому, раннему этапу, наступившему после размыва, отвечает формирование отложений обширных аккумулятивных равнин двух высоких (IV—III) морфологических уровней. Их отложения разделены размывом и врезом. В основании осадков, слагающих эти равнины, преобладает более крупнозернистый материал — мелко- и среднезернистые пески. Особенностью строения озерно-аллювиальных равнин высокого морфологического уровня является заметное преобладание фаций озерного, озерно-половодного и половодно-пойменного типов, сложенных серовато-сизыми суглинками и супесями, широко распространенными в верхней части их осадков. Состав спор и пыльцы, изученной из осадков слагающих равнины отмеченных выше двух высоких уровней, свидетельствует о том, что формирование их начиналось в условиях умеренного климата, близкого к современному, т. е. в условиях межледниковья, а заканчивалось в обстановке более холодного и сурового климата. Две отмеченные выше фазы похолодания, отделенные во времени фазами потепления климата, устанавливаются довольно отчетливо.

Второму — позднему этапу осадконакопления позднечетвертичной эпохи предшествовал размыв, который привел к значительным врезам и разработке речных долин современных очертаний и более четкому их морфологическому обособлению.

Фазы последовательного углубления речных долин чередовались с накоплением типичных аллювиальных отложений, слагающих два самостоятельных литологически обособленных комплекса. Они отличаются преобладанием фаций руслового аллювия и прирусловой отмели в основании аллювиальных накоплений и широким развитием фаций половодно-пойменного и пойменного типов, преобладающих в верхней части разреза аллювиальных осадков. Их отложения разделены размывом и врезом. Поверхности двух охарактеризованных выше литологически обособленных комплексов аллювиальных свит достаточно отчетливо обособляются морфологически. В их строении намечаются также свои особенности. Русловые фации и фации прирусловой отмели в строении аллювиальных литокомплексов этого века развиты достаточно хорошо и выражены в разрезе отчетливо. В строении верхних горизонтов второй надпойменной террасы достаточно широко представлены группы фаций половодно-пойменного типа. Последние для аллювия первой надпойменной террасы являются не характерными.

Имеющиеся материалы по истории растительного покрова второго этапа осадконакопления позднего плейстоцена свидетельствуют о двух фазах потепления климата, из которых первая отвечает межледниковью. Она может быть сопоставлена с каргинским временем севера Западной Сибири.

Вторая фаза потепления климата разделяет две отчетливо выраженные фазы похолодания. Обе эти фазы, по нашим представлениям, должны относиться к одной крупной волне похолоданий, которую мы связываем с сартанской эпохой, разделенной фазой потепления. На фазы похолодания приходится формирование верхней части аллювия второй и первой надпойменных террас, а фазам потепления соответственно отвечает формирование нижних и средних горизонтов их аллювия. Первая фаза похолодания, которой во времени соответствует формирование верхних горизонтов аллювия вторых надпойменных террас, была, по-видимому, более длительной. Надо полагать, что одновременно она была более холодной, так как в верхней части аллювия вторых надпойменных террас, обычно сложенного фациями половодного типа и реже пойменного типа, очень часто наблюдаются следы былых криогенных процессов, имеющих региональное распространение в пределах аккумулятивных равнин Приобья.

Наличие погребенных почвенных горизонтов, которые иногда наблюдаются в осадках половодного типа (перигляциальный аллювий) вторых надпойменных террас, позволило С. М. Цейтлину (1965) сделать вывод о кратковременном потеплении климата во время их формирования. При этом он склонен связывать формирование осадков, перекрывающих погребенные почвы и веччающих разрез половодных фаций вторых надпойменных террас, со второй фазой похолодания сартанской эпохи, во время которой закончилось формирование первых надпойменных террас. Собственно половодные осадки вторых надпойменных террас, подстилающие погребенные почвы, накапливались, как он считает, в первую фазу похолодания сартанской эпохи.

Таким образом, поздней фазой похолодания сартанской эпохи, которой во времени соответствует формирование верхней части аллювия первых надпойменных террас, закончился плейстоценовый этап осадконакопления.

Вся серия охарактеризованных выше отложений плейстоцена довольно отчетливо обособляется от дочетвертичных аллювиально-озерных образований не только по своим чисто внешним морфологическим особенностям и степени диагенеза, но и по литолого-минералогическому составу, комплексам семенных флор и спорово-пыльцевым спектрам.

В свою очередь, обособности всех этих показателей позволяют достаточно обоснованно выделить осадки раннеплейстоценовой, среднеплейстоценовой и позднеплейстоценовой эпох осадконакопления. Кроме того, эти отложения не менее отчетливо разделяются по общности показателей физико-механических свойств глинистых отложений.

Физико-механические свойства глинистых отложений плейстоцена

Осредненные значения показателей состава и физического состояния глинистых отложений плейстоцена сведены в табл. 3.

Гранулометрический состав изученных отложений плейстоцена характеризуется значительной неоднородностью, что является характерной чертой глинистых осадков континентального генезиса вообще. Однако степень ее не одинакова. Наибольшей неоднородностью характеризуются нижнечетвертичные глинистые породы. Это находит отражение в значениях коэффициента неоднородности, меняющихся в пределах от 15 (с. Кривошеино) до 80 (с. Ярское). Столь высокая неоднородность нижнечетвертичных глинистых отложений вполне объяснима. Прежде всего по имеющимся данным (Березкина, 1958) необходимо отметить сходство терригенно-минералогических комплексов нижнечетвертичных

отложений и континентальных пород палеогена и неогена. Это сходство свидетельствует о том, что первые на значительной территории изменности, особенно в ее внутренних частях, были сформированы за счет разрыва и перетолжения последних на первоначальном этапе формирования долины палео-Оби. Об этом же свидетельствует локальное распространение нижнечетвертичных отложений и их преимущественно галечный и песчаный состав. Глинистые отложения встречаются среди них весьма редко в виде небольших линз. Так, суглинки Кривошеинского яра в районе сел Кривошеино и Елизарьево залегают в виде отдельных линз в основании видимого разреза нижнего песчаного горизонта.

Среднечетвертичные отложения характеризуются большей однородностью гранулометрического состава. Коэффициент неоднородности их изменяется в пределах 7,5 (глины с. Коломино) — 11,3 (суглинки из борта Бойцовского оврага, с. Ярское). Исключения представляют суглинки из обнажений Красного (Новосибирск) и Вороновского яров, которые по своему составу близки к нижнечетвертичным отложениям. Это обстоятельство объясняется своеобразием осадконакопления на участке долины Оби, находящегося в пределах Кольвань-Томской складчатой зоны. По-видимому, в среднечетвертичную эпоху эта зона была тектонически подвижной, что нашло свое отражение в составе осадков, формировавшихся в это время: суглинки Красного и Вороновского яров характеризуются высокой степенью неоднородности, а в естественных обнажениях Заобского и Киреевского яров в разрезе среднечетвертичных отложений глины, суглинки или супеси озерно-аллювиального генезиса отсутствуют вовсе. Глины и суглинки среди отложений среднего плейстоцена вновь появляются в районе устья Томи (д. Козюлино) и являются неизменным членом разреза всех расположенных ниже в долине Средней Оби естественных обнажений. Причем вниз по течению мощность их возрастает, состав становится более однородным и глинистым.

Верхнечетвертичные глины и суглинки по неоднородности своего состава занимают как бы промежуточное положение между нижнечетвертичными и среднечетвертичными глинистыми отложениями. Значения коэффициента неоднородности колеблются в пределах 10 — (терраса у с. Мегипугольского) — 30 (терраса у с. Кожевниково).

По среднему содержанию глинистой фракции все изученные глинистые отложения плейстоцена могут быть классифицированы как суглинки и тощие глины. В нижнечетвертичных отложениях содержание глинистой фракции изменяется от 19 до 28%. Среднечетвертичные глины характеризуются более высоким содержанием глинистой фракции, колеблющимся от 33 до 60%, и только в глинистых отложениях Красного (Новосибирск) и Вороновского яров содержание этой фракции уменьшается соответственно до 12 и 20%. В верхнечетвертичных глинистых отложениях содержание глинистой фракции колеблется от 8 до 33%.

Преобладающей фракцией почти всех изученных пород является пылеватая. Ее содержание в большинстве отобранных нами образцов превышает 50%, достигая максимальной величины — 75% у глины с. Мегипугольского. У суглинков, характеризующихся большой неоднородностью своего состава, содержание пылеватой фракции снижено до 34—30% за счет повышенного содержания песчаных фракций. Обычно крупнопылеватая фракция преобладает над мелкопылеватой. Содержание песчаных фракций в данных отложениях незначительно, но весьма показательно. Как и следовало ожидать, наиболее песчаными являются нижнечетвертичные суглинки и суглинки среднечетвертичного возраста из обнажений Кольвань-Томской складчатой зоны. В глинах среднего плейстоцена, развитых в районе с. Козюлино и ниже устья Томи, содержание песчаных

Физические свойства глинистых пород

№ п.п.	Название породы, место отбора образцов, монолит	Положение от уреза воды, м	Стратиграфический индекс	Гранулометрический состав, %					Показатели	
				0,25 — 0,10	0,10 — 0,05	0,05 — 0,01	0,01 — 0,005	< 0,005	Верхний предел W _l , %	
1	Суглинок, с. Ярское, дно оврага М = 2	—		32	15	23	10	20	32,3 — 28,4	
									29,3	
2	Суглинок, с. Кривошеино, М = 39	2,0		16	10	43	12	19	33,7 — 31,7	
									32,8	
3	Суглинок, с. Кривошеино, М = 40	4,0	Q ₄ ²	6	6	43	17	28	36,2 — 31,4	
									34,8	
4	Суглинок, с. Карга	0,1		3	9	41	19	28	38,1 — 36,5	
									37,0	
5	Суглинок, с. Козюлино, М = 97	1,6		—	—	—	—	—	40,4 — 37,4	
									39,5	
6	Суглинок, с. Мочище, М = 16	15,0		8	7	57	16	12	42,7 — 34,0	
									38,6	
7	Суглинок, Вороновский яр, М = 14	14,0		10	40	22	8	20	43,0 — 40,9	
									41,7	
8	Глина, с. Козюлино	20,0		2	4	24	10	60	46,9 — 44,9	
									45,9	
9	Глина, с. Елизарьево М = 38	17,0	Q ₂ ¹	3	1	33	19	44	47,8 — 41,8	
									44,9	
10	Глина, с. Елизарьево, М = 37	25,0		6	2	24	22	45	46,5 — 43,7	
									44,8	
11	Глина, с. Коломино, М = 35	5,0		1	2	21	30	46	42,7 — 39,5	
									41,4	
12	Глина, с. Коломино, М = 34	7,5		4	2	35	26	33	43,0 — 38,8	
									41,1	
13	Глина, с. Амбарцево	13,5		—	—	—	—	—	47,0 — 43,2	
									45,1	
14	Суглинок, яр Золотушка	17,5		5	20	35	22	18	43,2 — 40,0	
									41,9	
15	Глина, с. Карга	0,8		6	12	26	16	30	48,4 — 46,3	
									47,2	
16	Глина, с. Карга, М = 32	3,5		0	14	36	18	32	49,2 — 45,4	
									47,9	
17	Суглинок, с. Ярское борт оврага, М = 3	—		10	8	27	20	35	39,0 — 34,8	
									36,0	
18	Суглинок, с. Амбарцево	21,0	Q ₂ ²	2	5	24	55	14	30,2 — 27,0	
									28,6	

плейстоцена Среднего Приобья

пластичности		Показатель активности	Показатель гидрофильности	Объемный вес влажной породы, г/см ³	Объемный вес скелета породы, г/см ³	Удельный вес, г/см ³	Пористость, %	Влажность естественная, %
Нижний предел W _p , %	Число пластичности М _p							
20,3 — 16,5	13,5 — 10,3	0,58	1,46	2,19 — 2,05	1,92 — 1,73	2,68	30,0	15,7
18,3	11,0			2,12	1,87			
20,4 — 18,8	14,1 — 12,2	0,70	1,72	2,04 — 1,99	1,63 — 1,57	2,75	41,4	25,9
19,5	13,4			2,03	1,61			
21,8 — 19,6	16,4 — 11,4	0,52	1,24	1,98 — 1,94	1,54 — 1,48	2,73	44,8	28,8
20,2	14,6			1,97	1,51			
23,4 — 21,5	16,9 — 14,8	0,54	1,32	2,00 — 1,93	1,59 — 1,47	2,69	44,2	28,9
22,0	15,0			1,95	1,50			
26,0 — 23,1	16,5 — 12,4	—	—	2,10 — 2,00	1,62 — 1,57	2,69	41,0	29,7
24,8	14,7			2,06	1,59			
29,2 — 23,6	16,1 — 9,7	1,11	3,22	1,96 — 1,82	1,57 — 1,40	2,72	45,6	30,0
25,3	13,3			1,89	1,48			
28,9 — 26,6	16,4 — 12,9	0,73	2,08	1,96 — 1,87	1,54 — 1,45	2,72	45,0	28,5
27,2	14,5			1,93	1,50			
27,8 — 25,3	20,0 — 18,2	0,32	0,77	1,96 — 1,85	1,51 — 1,42	2,72	46,0	30,4
26,7	19,2			1,94	1,47			
19,2 — 16,5	27,9 — 24,0	0,62	1,02	1,95 — 1,88	1,48 — 1,42	2,70	46,4	31,8
17,9	27,0			1,92	1,45			
25,6 — 21,6	22,7 — 18,2	0,47	1,00	1,96 — 1,89	1,49 — 1,43	2,72	46,4	31,6
23,9	20,9			1,92	1,46			
23,7 — 18,4	23,6 — 17,7	0,46	0,90	1,96 — 1,88	1,45 — 1,39	2,75	48,5	34,6
20,5	20,9			1,91	1,42			
22,8 — 19,2	22,1 — 19,0	0,47	1,23	1,91 — 1,85	1,40 — 1,33	2,74	50,4	38,1
20,8	20,3			1,88	1,36			
26,4 — 23,1	23,4 — 19,4	—	—	1,92 — 1,86	1,42 — 1,35	2,73	49,0	35,4
24,0	21,1			1,89	1,39			
27,0 — 22,4	18,0 — 14,5	0,92	2,32	1,94 — 1,87	1,41 — 1,35	2,69	48,8	36,0
25,3	16,6			1,90	1,38			
28,0 — 24,2	23,1 — 18,7	0,70	1,58	1,90 — 1,79	1,40 — 1,32	2,70	49,6	36,9
26,4	20,8			1,87	1,36			
27,3 — 23,8	24,9 — 20,7	0,70	1,50	1,90 — 1,74	1,36 — 1,27	2,64	50,7	40,4
25,4	22,5			1,82	1,30			
23,9 — 19,1	18,8 — 14,9	0,48	1,12	1,97 — 1,93	1,56 — 1,49	2,72	44,0	28,2
19,3	16,7			1,95	1,52			
21,4 — 18,2	11,2 — 8,4	0,64	2,03	2,14 — 2,00	1,79 — 1,64	2,72	37,0	21,3
19,6	9,0			2,07	1,71			

№ п.п.	Название породы, место отбора образцов, монолит	Положение от уреза воды, м	Стратиграфический индекс	Гранулометрический состав, %					Показатели	
				0,25 — 0,10	0,10 — 0,05	0,05 — 0,01	0,01 — 0,005	< 0,005	Верхний предел Wf, %	
19	Суглинок, с. Подгорное	18,0		9	12	40	20	19	38,1 — 35,5 36,0	
20	Глина, с. Карга М = 30			4	5	37	25	29	39,6 — 35,4 37,3	
21	Суглинок, с. Амбарцево	28,7		1	10	38	23	28	39,0 — 36,1 38,0	
22	Суглинок, с. Амбарцево	33,0	Q ₂	13	8	46	14	29	38,4 — 35,0 36,3	
23	Суглинок, яр Золотушка	30,0		16	11	23	20	30	35,8 — 33,2 34,7	
24	Суглинок, яр Золотушка	31,3		7	14	16	33	30	46,1 — 41,9 43,4	
	2-я надпойменная терраса		Q ₃							
25	Суглинок, с. Красный яр. (Уртам), М = 41	3,0		6	3	12	25	33	43,6 — 34,2 38,8	
26	Глина, г. Колпашево, М = 33	0,5		2	5	48	23	22	38,9 — 35,6 37,4	
27	Суглинок, с. Черный мыс	2,5		12	7	36	15	20	37,5 — 35,1 36,0	
28	То же	3,5		5	11	40	26	18	38,4 — 36,0 37,4	
29	»	4,5		5	14	44	20	17	35,2 — 32,1 33,6	
30	Суглинок, с. Красный яр, М = 42	12,5		12	8	39	20	21	33,9 — 30,7 33,5	
	Первая надпойменная терраса		Q ₃							
31	Глина, с. Мегипугольское	2,0		5	6	64	11	14	51,0 — 38,3 43,3	
32	Суглинок, с. Лукашкин яр	1,5		7	8	54	13	18	36,9 — 31,4 34,9	
33	Суглинок, с. Кожевниково, N = 10	1,0		10	8	59	15	8	34,6 — 29,1 34,0	
34	Суглинок, с. Киреевское, М = 8	1,5		15	6	25	23	31	36,8 — 28,1 36,0	

пластичности		Показатель активности	Показатель гидрофильности	Объемный вес влажной породы, г/см ³	Объемный вес скелета породы, г/см ³	Удельный вес, г/см ³	Пористость, %	Влажность естественная, %
Нижний предел Wp, %	Число пластичности, Mp							
26,0 — 23,0 24,2	13,2 — 10,2 11,8	0,62	1,90	2,00 — 1,92 1,95	1,60 — 1,52 1,54	2,72	43,4	27,2
20,0 — 15,6 17,9	20,3 — 18,4 19,4	—	—	2,12 — 1,96 2,00	1,70 — 1,58 1,61	2,69	40,0	25,9
24,4 — 21,7 23,2	18,0 — 12,1 14,8	0,50	1,36	2,00 — 1,96 1,98	1,56 — 1,51 1,54	2,75	44,0	2,8
22,9 — 20,7 22,1	16,8 — 12,9 14,2	0,49	1,25	1,96 — 1,81 1,84	1,56 — 1,40 1,47	2,70	45,6	25,6
21,7 — 16,3 19,0	16,4 — 13,0 15,7	0,52	1,16	2,04 — 1,97 2,00	1,64 — 1,55 1,59	2,70	41,0	25,8
21,1 — 23,8 27,9	20,1 — 11,8 15,5	0,51	1,45	1,97 — 1,89 1,93	1,53 — 1,41 1,49	2,66	44,0	29,6
26,8 — 20,0 22,1	21,2 — 11,6 16,7	0,51	1,17	2,18 — 2,02 2,12	1,63 — 1,51 1,59	2,74	42,0	33,6
23,8 — 17,4 19,0	21,1 — 13,2 18,4	0,84	1,70	1,99 — 1,95 1,97	1,54 — 1,48 1,51	2,72	44,5	30,2
20,5 — 17,9 19,3	19,0 — 14,2 16,7	0,83	1,80	2,03 — 1,98 2,00	1,60 — 1,55 1,57	2,68	41,5	27,3
23,0 — 20,1 21,6	19,1 — 13,8 15,8	0,88	2,08	2,01 — 1,97 1,99	1,59 — 1,53 1,55	2,68	42,2	26,8
24,5 — 19,1 20,3	16,0 — 12,1 13,3	0,78	1,97	1,99 — 1,92 1,97	1,57 — 1,50 1,53	2,68	43,0	27,8
26,6 — 17,8 21,4	11,8 — 10,9 12,1	0,58	1,59	2,03 — 1,94 1,97	1,67 — 1,57 1,65	2,69	38,6	22,9
26,3 — 18,3 23,1	24,8 — 14,3 20,2	1,45	3,09	1,87 — 1,82 1,84	1,38 — 1,33 1,35	2,62	48,5	36,6
20,9 — 17,0 18,8	18,3 — 9,5 16,1	0,90	1,94	1,93 — 1,89 1,91	1,48 — 1,44 1,45	2,71	46,5	31,6
23,5 — 20,0 20,8	14,3 — 7,0 13,2	1,65	4,2	1,97 — 1,84 1,92	1,53 — 1,44 1,49	2,72	45,2	29,4
23,9 — 19,0 19,4	17,2 — 7,9 16,6	0,54	1,16	2,12 — 2,07 2,0	1,75 — 1,56 1,66	2,75	39,7	24,7

фракций изменяется в пределах 3—9%. Содержание песчаных фракций у верхнечетвертичных отложений лишь в одном случае превышает 20%. Отмеченное соотношение различных фракций в породах является, по-видимому, характерным для континентальных отложений озерно-аллювиального и аллювиального генезиса вообще.

Показатели пластичности. Значения пределов и числа пластичности нижнечетвертичных отложений находятся в зависимости от суммарного содержания в породе глинистой и пылеватой фракций. Чем больше содержание этих фракций, тем выше оба предела пластичности и число пластичности.

По значениям показателей пластичности как экстремальным, так и средним все серии образцов нижнечетвертичных отложений близки между собой. Средние значения верхнего предела пластичности находятся в границах 29,1—39,5%, нижнего предела — 18,3 — 24,8%, числа пластичности — 11,6—14,7. По числу пластичности нижнечетвертичные отложения классифицируются как суглинки.

Среднечетвертичные отложения Колывань-Томской складчатой зоны, близкие по своему гранулометрическому составу нижнечетвертичным, имеют с ними и близкие значения числа пластичности, по которым они также классифицируются как суглинки. Однако в отличие от нижнечетвертичных отложений они обладают более высокими значениями верхнего и нижнего пределов пластичности. По значениям этих показателей среднечетвертичные отложения Колывань-Томской складчатой зоны аналогичны разновозрастным породам, распространенным в районе устья Томи и ниже. Исключение представляют суглинки из Бойцовского оврага в районе с. Ярского, которые по значениям в этих показателях близки нижнечетвертичным отложениям.

Среднечетвертичные глинистые породы, развитые севернее Колывань-Томской складчатой зоны, по числу пластичности классифицируются как глины (отложения тобольского горизонта) и суглинки (отложения самаровского и тазовского времени). Верхнечетвертичные отложения по числу пластичности могут быть отнесены к суглинкам и тощим пылеватым глинам. Средние значения верхнего предела пластичности изменяются от 33,5 до 43,3%, нижнего предела — от 18,8 до 23,1%, а числа пластичности — от 12,1 до 20,3%. Эти цифры показывают, что наибольшие колебания в средних значениях отмечаются у верхнего предела и числа пластичности. Эти же показатели имеют наибольший разброс индивидуальных значений в каждой серии определений. И то, и другое является характерным отличием верхнечетвертичных отложений от нижне- и среднечетвертичных. Значения нижнего предела пластичности имеют в каждой серии определенно заметный меньший разброс. Кроме того, по средним значениям этого показателя все отложения плейстоцена весьма близки между собой.

Отсутствие прямой зависимости между показателями пластичности и гранулометрическим составом, а также близкий минералогический состав изученных отложений заставляют думать, что различные значения верхнего предела пластичности и большой разброс индивидуальных значений этого показателя в некоторых сериях определений обусловлены различной физико-химической активностью глинистой фракции. Различная физико-химическая активность глинистой фракции является следствием многих причин, из которых наиболее существенными могут быть следующие: 1) различное количественное содержание и различная химическая активность коллоидов в породе; высокое содержание активных органических коллоидов является основной причиной повышения значений показателей пластичности у глин с. Мегипугольского, что находит подтверждение и в значениях объемного веса скелета грунта этих глин и их удель-

ного веса; 2) различная концентрация и состав порового раствора и различный состав обменных катионов; 3) непостоянное соотношение минералов-примесей в составе глинистой фракции и т. д.

Обращает на себя внимание факт, уже отмеченный выше, что наибольший разброс показателей пластичности и наибольшее несоответствие между этими показателями и гранулометрическим составом отмечается у молодых отложений. Безусловно, это несоответствие есть результат своеобразия генезиса этих отложений и своеобразия условий начальных этапов диagenеза. В дальнейшем, по мере преобразования вещества осадка во времени и приспособления его к новым условиям существования, эти различия нивелируются и значения показателей пластичности приходят в соответствие с гранулометрическим составом.

Для изученных четвертичных глинистых отложений показатель гидрофильности (отношение верхнего предела пластичности к содержанию глинистой фракции) и показатель активности (отношение числа пластичности к содержанию глинистой фракции) изменяются довольно закономерно и находятся в обратной зависимости от содержания глинистой фракции. Так, показатель гидрофильности от 1,65 и показатель активности от 4,2 для суглинка с. Кожевниково, содержащего 8% глинистой фракции, изменяются соответственно до 0,77 и 0,32 для глины с. Козюлино, характеризующейся наиболее высоким содержанием (60%) этой фракции. При анализе зависимости этих показателей от содержания глинистой фракции обращает на себя внимание факт, что с уменьшением возраста глинистых отложений величины показателей гидрофильности и активности возрастают. Особенно хорошо эта зависимость отражена в разрезе Чагина яра, отложения которого характеризуются одинаковым минералогическим составом глинистой фракции. Наблюдается увеличение средних значений показателей активности и гидрофильности отложения с уменьшением возраста осадков (см. табл. 14). Это явление связано с тем, что с течением времени происходит старение коллоидов, более полная агрегатизация мелких частиц и разложение легкоподвижных органических коллоидов.

В отложениях Вискова яра (см. табл. 13) эта закономерность нарушается для верхней части разреза (слои 6—7). В суглинках и глинах самаровско-тазовского межледниковья (Q_2^3) наблюдается уменьшение средних значений показателя активности до 0,52 и показателя гидрофильности до 1,19 по сравнению с нижележащими отложениями (Q_2^2), характеризующимися средними значениями этих показателей соответственно 0,68 и 1,52. Это явление может быть объяснено тем, что в этой части яра минералогический состав глинистой фракции представлен менее активными минералами: гидрослюдой, каолинитом и кварцем; наиболее активный минерал — монтмориллонит — в них отсутствует.

Значения удельного веса четвертичных глин и суглинков изменяются в пределах 2,68—2,75 г/см³. Как правило, у тонкодисперсных глинистых отложений отмечаются повышенные значения удельного веса, у более грубых и неоднородных по гранулометрическому составу — пониженные. Низкий удельный вес глин с. Мегинугольского (2,62 г/см³) обусловлен, как отмечалось выше, повышенным содержанием в их составе растительного детрита и активных органических коллоидов. Глины этого обнажения буквально переполнены растительными остатками. Растительный детрит в них встречается не только в тонкорассеянном состоянии, но и в виде крупных пятен и линзочек.

Объемный вес и пористость. Объемный вес влажного грунта плейстоценовых глинистых отложений изменяется от 1,82 до 2,20 г/см³.

Средние значения объемного веса скелета нижнечетвертичных отложений изменяются в широком диапазоне: от 1,50 (суглинки Каргинского яра) до 1,87 г/см³ (суглинки района с. Ярского).

Отмечается следующая деталь: чем выше содержание в породе пылеватой и глинистой фракций и выше показатели пластичности, тем ниже объемный вес скелета. Грубый вещественный состав осадка и его низкая физико-химическая активность являются основной причиной большого разброса индивидуальных значений этого показателя и высокой плотности отложений, наглядным свидетельством чему служат суглинки района с. Ярского. Залегание их среди галечников в виде небольшой линзы показывает, что они сформировались в бурных гидродинамических условиях при интенсивном поступлении грубого материала, во время деградации ледника древнего (ярского) оледенения (?) (Шацкий, 1956).

Средние значения объемного веса среднечетвертичных отложений весьма близки между собой и находятся в основном в пределах 1,45—1,50 г/см³. Более высокое значение отмечается у суглинков сел Ярское, Амбарцево, а более низкие значения — 1,36 и 1,42 г/см³ — у глин района сел Коломино, Карга, Золотушкина яра.

Понижение объемного веса глин среднего плейстоцена следует объяснить условиями седиментационной коагуляции глинистых частиц. Так, например, разрез среднечетвертичных отложений в районе с. Коломино отличается от изученных нами разрезов этих отложений в других районах прежде всего тем, что в разрезе с. Коломино отмечается общее погрубение и осветление материала снизу вверх, кроме того, среди глинистых отложений с. Коломино отсутствуют торфянистые и сильно гумусированные прослой. Понижение количества органических коллоидов в водах седиментационного бассейна способствовало более ранней и быстрой коагуляции глинистого материала и формированию менее плотных осадков. Это находит отражение не только в более низких значениях объемного веса глин с. Коломино, но и в изменении объемного веса этих глин по вертикальному разрезу. Самый нижний горизонт глинистой пачки, в котором заметно присутствие вивианита, имеет объемный вес 1,42 г/см³, а глинистый прослой, залегающий на 2 м выше, характеризуется еще более низким объемным весом, равным 1,36 г/см³. Такое различие не является результатом разного по своей интенсивности гравитационного уплотнения, а может рассматриваться как следствие изменения условий осадконакопления. Это положение хорошо иллюстрируется на примере изменения показателей плотности глинистых отложений во всех изученных обнажениях Среднего Приобья.

Глинистые отложения плейстоцена, образованные в условиях межледниковий, характеризуются значительно меньшей плотностью, чем отложения ледниковых эпох (см. табл. 3).

Наибольшая пестрота в значениях показателей плотности отмечается у верхнечетвертичных отложений. Глинистые отложения нижней части разреза второй надпойменной террасы характеризуются низкими значениями показателей плотности: объемный вес скелета изменяется от 1,38 до 1,59 г/см³ и пористость — в интервалах 41,5—48,5% (средняя — 44,2%). Суглинки же верхнего горизонта этой террасы, лежащие выше прослоев торфа и зоны мерзлотных клиньев, имеют повышенные показатели плотности. Объемный вес скелета у них составляет 1,54—1,65 г/см³ (средний 1,61 г/см³) и пористость 38,5—41,2% (средняя 39,4%).

Глинистые отложения первой надпойменной террасы характеризуются большим разбросом средних значений объемного веса скелета от 1,35 до 1,66 г/см³ и пористости от 39,7 до 48,5%. И если низкое значение этого показателя у глин с. Мегипугольского объяснимо повышенным содер-

жанием в их составе растительного детрита и гумуса, что находит подтверждение в повышении значений верхнего предела пластичности и резком снижении удельного веса, то высокую плотность суглинков Киреевской террасы с этих позиций объяснить нельзя. Можно предположить с большей вероятностью, что в районе с. Киреевского I надпойменная терраса является эрозионной, сформированной из более древних элементов рельефа различного возраста, однако этот вопрос требует серьезной дополнительной проработки. Тем не менее уже сейчас можно говорить, что различная плотность отложений глинистого состава I надпойменной террасы является следствием или их различного возраста, или, в случае их одинакового возраста, резкого отличия условий осадконакопления суглинков Кожениковской и Киреевской террас. Второе предположение из-за непосредственной близости этих террас друг от друга кажется маловероятным.

В л а ж н о с т ь. По значению коэффициента водонасыщения плейстоценовые глинистые отложения являются водонасыщенными. Поэтому отмеченное выше изменение пористости справедливо и для изменения влажности. У нижнеплейстоценовых пород влажность изменяется от 15,7 до 29,7%. Влажность среднеплейстоценовых суглинков и глин изменяется в пределах 19,0—40,4%. Наибольшая влажность характерна для глинистых отложений тобольского горизонта 30,0—40,4%, значительно меньше в отложениях самаровского горизонта 24,0—35,5%. Влажность верхнеплейстоценовых глинистых отложений составляет 24,6—36,6%.

С о п р о т и в л е н и е с ж а т и ю. Данные о сжимаемости сведены в табл. 4. Для изучения глинистых пород плейстоцена сжимаемость образцов с ненарушенной структурой изменяется в довольно широких пределах, а модуль деформации изменяется от 37 до 359 кг/см².

Модуль осадки при максимальной нагрузке, равной 5 кг/см², этих же образцов колеблется от 6 до 69 мм/м. Нагрузка начала сжатия обычно большая, достигает 1 кг/см².

Нарушение существующих связей упрочнения в глинистой породе вызывает увеличение ее сжимаемости. При сжатии паст, приготовленных из этих же глин, уплотнение начинается при минимальной нагрузке, равной 0,25 кг/см². Модуль осадки для паст при нагрузке 5 кг/см² изменяется от 57 до 152 мм/м. Большое различие в сжимаемости паст и образцов с ненарушенной структурой свидетельствует о склонности глинистых пород к большим осадкам после разрушения естественных структурных связей между частицами (связей упрочнения). Модуль осадки для паст при давлении 5 кг/см² возрастает в 3,5 раза у суглинка Вороновского яра и в 20 раз у глины с. Коломино по сравнению с модулем осадки этих же пород с ненарушенной структурой.

При анализе механических свойств изученных отложений отмечается зависимость величин сжимаемости от условий их образования. Меньшая сжимаемость характерна для отложений, сформированных в суровые климатические эпохи, и большая — для отложений, образованных в относительно теплые эпохи.

У суглинков нижнеплейстоценового возраста коэффициент сжимаемости a изменяется от 0,002 до 0,022 см²/кг, модуль деформации E — от 53 до 220 кг/см² и показатель структурной прочности — от 1,4 до 4,6. Наименьшая сжимаемость характерна для суглинков с. Ярское, сформированных в суровых климатических условиях древнего оледенения. Показатель структурной прочности у них изменяется от 4,6 (в интервале нагрузок 1—2 кг/см²) до 2,5 (в интервале 3—5 кг/см²). Повышенной структурной прочностью характеризуются глинистые отложения тобольского горизонта (Q_2^1 tb). Показатель структурной прочности у них в интервале 1—2 кг/см²

Механические свойства

(наименование пород и их физические свойства приведены в

№ монолита	Место отбора	Стратиграфический индекс	Отметка от уреза воды в реке	Влажность до опыта	Начальный коэффициент пористости, ϵ_0	Модуль осадки I , мм/м		Коэффициент уплотнения a					
						$P=5$ кг/см ²	$P=10$ кг/см ²	0,1-0,5 кг	0,5-0,1 кг	1-2 кг	2-3 кг		
2	С. Ярское		-	14,0	0,420	16,0	-	0,002	0,003	0,006	0,008		
39	С. Кривошленно	Q ₁	2,0	21,0	0,560	69,3	-	0,038	0,034	0,030	0,024		
				25,0	0,720	19,5	-	0,004	0,005	0,007	0,008		
40	"			23,0	0,710	89,0	-	0,070	0,054	0,032	0,023		
		4,0		29,0	0,810	28,0	-	0,008	0,012	0,012	0,012		
				29,0	0,810	108,0	-	0,100	0,080	0,044	0,029		
97	С. Козюлино		1,6	29,7	0,870	46,0	62,5	0,017	0,019	0,021	0,022		
38	С. Елизарьево	Q ₂	17,0	31,0	0,860	16,5	-	0,012	0,014	0,008	0,005		
				31,0	0,860	82,0	-	0,038	0,066	0,041	0,025		
37	"			21,0		30,0	0,860	14,0	39,0	0,0	0,004	0,006	0,006
						30,0	0,860	86,0	121,0	0,078	0,056	0,040	0,026
35	С. Коломино			5,0		34,0	0,990	26,0	73,0	0,006	0,008	0,010	0,012
						34,0	0,990	98,0	134,0	0,104	0,072	0,045	0,030
34	"			7,3		36,0	1,000	6,0	65,0	0,0	0,002	0,004	0,006
						36,0	1,000	122,0	165,0	0,102	0,090	0,060	0,042
32	С. Карга			3,5		39,0	1,050	32,0	-	0,004	0,008	0,009	0,011
55	Чагин яр			8,5		31,3	1,000	117,0	-	0,056	0,136	0,062	0,032
22	"	19,0		26,3	0,824	51,0	-	0,010	0,038	0,022	0,022		
				38,1	1,030	25,0	-	0,004	0,008	0,008	0,010		
47	Висков яр	3,5		37,8	1,030	152,0	-	0,184	0,080	0,064	0,044		
				25,5	0,810	36	-	0,012	0,014	0,015	0,014		
46	Висков яр	10,0		26,5	0,820	96	-	0,044	0,058	0,041	0,028		
				29,5	0,830	48,0	77,0	0,008	0,018	0,022	0,020		
16	Красный яр (с. Мочище)	15,0		28,6	0,830	87,0	131,0	0,066	0,060	0,035	0,023		
				30,0	0,900	24,0	-	0,010	0,012	0,012	0,012		
				30,0	0,888	116,0	-	0,114	0,076	0,049	0,036		
14	Вороновский яр	14,0		26,0	0,790	16,0	-	0,002	0,004	0,005	0,005		
				25,0	0,750	57,0	-	0,030	0,028	0,023	0,020		
3	С. Ярское	Q ₂	12	31,0	0,860	23,5	-	0,004	0,006	0,007	0,009		
				28,0	0,850	87,0	-	0,060	0,046	0,039	0,030		
48	Висков яр			23,1	0,670	16,0	-	0,0	0,005	0,008	0,007		
				23,0	0,670	95,0	-	0,020	0,024	0,027	0,036		
52	Чагин яр	20,5		32,0	0,890	17,0	-	0,012	0,008	0,007	0,006		

Таблица 4

глинистых пород плейстоцена

табл. 3, 18 и 19 под соответствующим номером монолита)

см ² /кг			Модуль деформации E , кг/см ²					Показатель структурной прочности					Сцепление C , кг/см ²	Коэффициент трения μ
3-5 кг	5-7 кг	7-10 кг	1-2 кг	2-3 кг	3-5 кг	5-7 кг	7-10 кг	1-2 кг	2-3 кг	3-5 кг	5-7 кг	7-10 кг		
0,004	-	-	147	110	220	-	-	4,6	2,8	2,5	-	-	1,20	0,70
0,011	-	-	32	40	88	-	-	2,8	1,8	1,4	-	-	0,30	0,10
0,008	-	-	153	134	134	-	-	2,8	1,8	1,4	-	-	0,80	0,40
0,018	-	-	54	75	95	-	-	2,8	1,8	1,4	-	-	0,30	0,10
0,009	-	-	93	93	125	-	-	3,6	2,4	1,8	-	-	0,97	0,33
0,016	-	-	26	39	70	-	-	0,13	-	-	-	-	0,13	0
0,012	0,007	0,006	55	53	97	-	-	0,75	-	-	-	-	0,75	0,43
0,003	-	-	91	145	242	-	-	1,60	5,1	5,0	6,1	-	1,60	0,25
0,018	-	-	18	29	40	-	-	0,4	5,1	5,0	6,1	-	0,4	0,20
0,007	0,008	0,009	121	121	104	91	81	1,50	6,7	4,3	2,6	1,6	1,50	0,23
0,018	0,013	0,010	18	28	40	56	73	0,30	6,7	4,3	2,6	1,6	0,30	0
0,014	0,015	0,020	78	65	55	52	39	0,70	4,6	2,5	1,4	0,9	0,70	0,36
0,020	0,014	0,012	17	26	39	56	65	0,10	4,6	2,5	1,4	0,9	0,10	0
0,010	0,020	0,030	205	137	82	41	27	0,60	14,7	6,9	2,5	0,8	0,60	0,40
0,025	0,016	0,012	14	20	33	51	68	0,10	14,7	6,9	2,5	0,8	0,10	0
0,019	-	-	89	73	42	-	-	0,40	6,9	2,9	1,1	-	0,40	0,40
0,021	-	-	13	25	38	-	-	0,20	6,9	2,9	1,1	-	0,20	0
0,012	-	-	52	52	94	-	-	0,80	-	-	-	-	0,80	0,36
0,014	-	-	99	79	57	-	-	0,90	-	-	-	-	0,90	0,14
0,025	-	-	12	18	32	-	-	0,10	8,3	4,4	1,8	-	0,10	0
0,012	-	-	75	80	94	-	-	-	2,8	2,0	2,0	-	-	-
0,024	-	-	27	40	47	-	-	-	2,8	2,0	2,0	-	-	-
0,016	0,011	0,010	52	57	71	103	113	0,95	1,6	1,2	1,2	1,6	0,95	0,30
0,019	0,018	0,015	42	49	60	63	76	0,26	1,6	1,2	1,2	1,6	0,26	0
0,008	-	-	98	98	145	-	-	0,60	2,4	1,9	1,5	-	0,60	0,50
0,019	-	-	38	52	99	-	-	0,50	2,4	1,9	1,5	-	0,50	0
0,008	-	-	359	359	224	-	-	1,50	7,8	6,6	2,9	-	1,50	0,40
0,014	-	-	46	54	77	-	-	1,00	7,8	6,6	2,9	-	1,00	0
0,011	-	-	155	128	105	-	-	0,90	5,5	3,3	1,6	-	0,90	0,30
0,018	-	-	30	39	64	-	-	0,20	5,5	3,3	1,6	-	0,20	0
0,004	-	-	130	148	259	-	-	1,15	3,4	5,1	8,9	-	1,15	0,33
0,036	-	-	38	29	29	-	-	0,70	3,4	5,1	8,9	-	0,70	0
0,005	-	-	167	195	234	-	-	1,18	-	-	-	-	1,18	0,19

№ монолита	Место отбора	Стратиграфический индекс	Отметка от уреза воды в реке	Влажность до опыта	Начальный коэффициент пористости e_0	Модуль осадки l , мм/м		Коэффициент уплотнения a			
						$P = 5 \text{ кг/см}^2$	$P = 10 \text{ кг/см}^2$	0, — 0,5 кг	0,5 — 1,0 кг	1 — 2 кг	2 — 3 кг
51	Чагин яр		21	31,8	0,940	27,0	—	0,0	0,016	0,012	0,012
50	» »		22,5	25,6	0,950	33,0	—	0,0	0,009	0,012	0,014
45	Висков яр	Q_3	19	27,5	0,835	53,0	—	0,016	0,030	0,025	0,020
				27,0	0,835	58,5		0,004	0,024	0,033	0,029
43	» »	Q_2	22	30,0	0,860	35,0	65,0	0,010	0,012	0,014	0,014
				28,4	0,850	70,0	90,0	0,064	0,056	0,031	0,010
30	С. Карга	Q_2		25,0	0,720	38,0	—	0,0	0,018	0,018	0,015
				23,0	0,720	70,0		0,014	0,046	0,039	0,021
41	С. Красный яр	Q_3	3,0	34,0	0,900	21,0	—	0,004	0,006	0,008	0,009
				30,0	0,860	119,0		0,150	0,086	0,043	0,024
42	» »	Q_3	12,5	23,0	0,630	12,5	—	0,002	0,002	0,004	0,005
				25,0	0,720	33,0		0,058	0,048	0,037	0,024
33	Г. Колпашево		0,5	27,0	0,790	24,5	—	0,004	0,006	0,010	0,010
				27,0	0,790	104,0		0,090	0,060	0,048	0,030
10	С. Кожевниково	Q_3	1,0	27,0	0,852	29,0	—	0,008	0,010	0,010	0,012
				25,0	0,790	137,0		0,042	0,040	0,038	0,030
8	С. Киреевское	Q_3	1,5	21,0	0,620	23,0	—	0,006	0,002	0,009	0,007
				21,0	0,620	79,0		0,068	0,046	0,029	0,017

Примечания. 1. Наименование пород и физические характеристики их приведены в табл. 3, структурой, в знаменателе—значения тех же показателей для паст.

изменяется от 4,6 до 14,7 и только в двух случаях имеет значения 1,5—2,4. В интервале 2—3 кг/см² этот показатель изменяется от 1,2 до 6,9 и в интервале 3—5 кг/см² — от 1,1 — до 6,1. Отмечается закономерное уменьшение структурной прочности с увеличением нормальных нагрузок. Модуль деформации у образцов с ненарушенной структурой у этих отложений обычно превышает 50 кг/см², достигая в отдельных случаях 359 кг/см². Высокое значение модуля деформации и показателей структурной прочности глинистых отложений тобольского горизонта, характеризующихся пониженной плотностью (коэффициент пористости 0,790—1,050) свидетельствует о большой прочности структурных связей осадков.

У глинистых отложений самаровского горизонта модуль осадки изменяется от 16,0 до 33,0 мм/м, коэффициент уплотнения a — от 0,002 до

$см^2/кг$			Модуль деформации $E, кг/см^2$					Показатель структурной прочности					Сцепление $\sigma, кг/см^2$	Коэффициент трения $\mu_{ф}$
3—5 кг	5—7 кг	7—10 кг	1—2 кг	3—5 кг	3—5 кг	5—7 кг	7—10 кг	1—2 кг	2—3 кг	3—5 кг	5—7 кг	7—10 кг		
0,010	—	—	100	100	120	—	—	—	—	—	—	—	1,10	0,26
0,013	—	—	100	86	93	—	—	—	—	—	—	—	1,10	0,15
0,014	—	—	46	57	81	—	—	1,3	1,5	1,3	—	—	1,15	0,23
0,018	—	—	35	39	63	—	—	—	—	—	—	—	0,60	0
0,014	0,014	0,012	52	52	52	52	61	2,3	0,7	0,6	0,6	0,5	1,00	0,25
0,008	0,008	0,006	23	72	90	90	120	—	—	—	—	—	0,20	0
0,014	—	—	37	45	48	—	—	2,2	1,4	1,1	—	—	0,50	0,37
0,015	—	—	17	32	45	—	—	—	—	—	—	—	0,50	0
0,009	—	—	147	131	131	—	—	5,5	2,7	2,0	—	—	1,30	0,23
0,018	—	—	27	48	64	—	—	—	—	—	—	—	0,20	0
0,005	—	—	253	202	202	—	—	8,7	4,6	2,7	—	—	1,00	0,50
0,014	—	—	29	44	76	—	—	—	—	—	—	—	0,40	0,10
0,010	—	—	70	70	70	—	—	4,7	3,0	1,7	—	—	0,90	0,30
0,017	—	—	15	23	41	—	—	—	—	—	—	—	0,30	0
0,012	—	—	115	96	96	—	—	4,0	2,6	1,7	—	—	0,70	0,30
0,020	—	—	29	37	55	—	—	—	—	—	—	—	0,20	0
0,006	—	—	112	144	168	—	—	3,2	2,5	2,2	—	—	1,20	0,40
0,013	—	—	35	59	77	—	—	—	—	—	—	—	0,30	0,1

18 и 19. 2. В числителе значения показателей механических свойств для образцов с ненарушенной

0,017 $см^2/кг$ и модуль деформации E — от 100 до 203 $кг/см^2$ (в интервале 2—3 $кг/см^2$) и от 52 до 259 (в интервале 3—5 $кг/см^2$) нагрузок.

Наибольшая сжимаемость характерна для глинистых отложений ширтинско-мессовского и тазовского горизонтов ($Q_2^3 - Q_2^4$). Модуль деформации у них изменяется от 37—57 $кг/см^2$ в интервале нагрузок 1—2 $кг/см^2$ до 48—90 $кг/см^2$ в интервале нагрузок 3—5 $кг/см^2$. Глинистые отложения верхнего плейстоцена характеризуются довольно близкими значениями показателей сжимаемости $E = 50 - 115 кг/см^2$ и только суглинки второй надпойменной террасы района с. Красный яр и г. Колпашева характеризуются повышенной прочностью. Модуль деформации у них изменяется от 70 до 253 $кг/см^2$ и показатель структурной прочности — от 1,7—до 8,7.

Кроме общих для всех пород опытов на сжимаемость до максимальной нагрузки 5 $кг/см^2$, для некоторых образцов глин проводилась компрессия до нагрузки, равной 10 — 15 $кг/см^2$ с последующей разгрузкой и

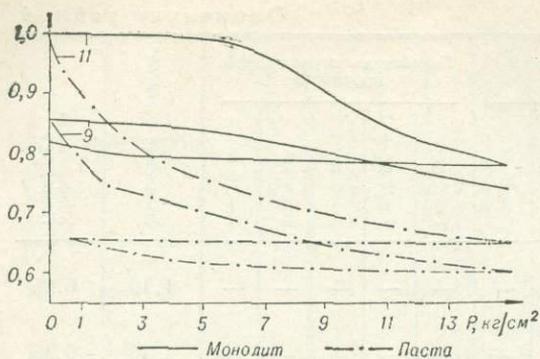


Рис. 25. Кривые компрессии, декомпрессии и компрессии при повторном загрузении монолитных образцов и паст.

повторением сжимаемости нагрузками до 10 кг/см^2 (рис. 25).
Анализируя данные таблицы и графиков компрессионных анализов, видно, что в интервале нормального давления $0-7 \text{ кг/см}^2$ сжимаемость образцов глин с естественной структурой незначительна, кривые почти горизонтальны. При увеличении давления сжимаемость их быстро возрастает. Компрессионные кривые резко перегибаются вниз. Модуль осадки при максимальной нагрузке достигает $39-115 \text{ мм/м}$. Это явление свидетельствует о том, что связи упрочнения ис-

следуемых глинистых отложений значительны и для того, чтобы преодолеть их влияние, необходимо высокое уплотняющее давление — не менее $6-9 \text{ кг/см}^2$.

Если при начальных нагрузках $1-3 \text{ кг/см}^2$ происходит увеличение модуля деформации, то в интервале нагрузок $5-9 \text{ кг/см}^2$ этот показатель уменьшается, а при нагрузках $10-15 \text{ кг/см}^2$ снова увеличивается.

Кривые компрессии паст резко отличаются от кривых сжимаемости образцов с ненарушенной структурой. При начальных нагрузках $0,25-7 \text{ кг/см}^2$ происходит наибольшая относительная сжимаемость, кривые идут вниз от кривой ненарушенного образца. При давлении этих нагрузок (начиная с минимальной) происходит преодоление первичных связей. При дальнейшем увеличении давления кривые компрессии паст выполаживаются в интервале давлений в $7-15 \text{ кг/см}^2$, происходит перераспределение минеральных частиц относительно друг друга. Модуль деформации паст с увеличением вертикальных нагрузок увеличивается во всех случаях.

Показатели структурной прочности для большинства изученных пород уменьшаются с увеличением давления на образцы и при нагрузках, превышающих $6-7 \text{ кг/см}^2$, они, как правило, имеют значения меньше единицы.

Сопротивление сдвигающим усилиям. Общее сцепление для изученных суглинков и глин плейстоцена изменяется от $0,4$ до $1,6 \text{ кг/см}^2$, чаще превышает $0,6 \text{ кг/см}^2$. Первичное сцепление, определенное при испытании на сдвиг паст, имеет низкие значения, изменяясь от $0,1$ — до $0,7 \text{ кг/см}^2$ и только в случае пасты оторфованного суглинка Вороновского яра сцепление достигает 1 кг/см^2 . Структурное сцепление, определенное при сравнении общего сцепления образцов естественной структуры с первичным сцеплением паст, изменяется от $0,5$ до $1,3 \text{ кг/см}^2$.

Коэффициент трения для изученных пород плейстоцена имеет низкое значение: изменяясь от $0,14$ до $0,7$, чаще не превышает $0,4$. Соответственно низкие значения имеет и угол внутреннего трения, изменяясь от 8 до 22° .

Коэффициент трения у паст равен нулю (только у четырех представителей породы плейстоцена он достигает величины $0,1-0,3$).

Это явление объясняется тем, что при приготовлении паст уплотняются непосредственные контакты между частицами. А так как пасты обладают высоким значением влажности (коэффициент водонасыщенности равен единице), составляющие их частицы окружены гидратными оболоч-

ками. Вследствие этого внутреннее трение между минеральными частицами практически отсутствует.

Таким образом, по комплексу всех своих внешних морфологических и литолого-фациальных особенностей, особенностей вещественного состава, а также на основании общего характера и направленности процессов осадконакопления и геолого-геоморфологическим признакам ниже- и среднеплейстоценовые отложения могут быть объединены в единую ранне-среднеплейстоценовую аллювиально-озерную ассоциацию. В свою очередь, верхнечетвертичные отложения, отличающиеся рядом особенностей, могут быть выделены в самостоятельную позднеплейстоценовую аллювиальную ассоциацию.

В. СОВРЕМЕННЫЕ (ГОЛОЦЕНОВЫЕ) АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

С современной (голоценовой) эпохой осадконакопления связано дальнейшее углубление и расширение речных долин, формирование на их склонах и склонах прилегающих к ним водораздельных пространств элювиально-делювиальных отложений, нивелирующих все отрицательные формы их мезорельефа, а в речных долинах—формирование аллювия пойменных террас (рис. 26). Существовавшая в плейстоцене геоморфологическая зональность, определившая своеобразие строения северных и южных участков долины Оби, сохранилась и в современную эпоху, что нашло свое отражение в особенностях строения пойменных террас и фациального состава их осадков.

Ширина русла Оби и ее поймы в пределах изучаемого участка изменяется от 500—1000 м у г. Новосибирска до 35 км у с. Александровского. Об изменении ширины поймы вниз по течению позволяют судить данные, приведенные в табл. 5.

Высота поймы над меженным уровнем Оби различна, изменяясь от 3,0 до 5,0 и даже 7,0 м. Наиболее повышенная часть поймы редко заливается во время половодья (один раз в 5—10 лет), пользуется ограниченным развитием и выделяется под названием высокой поймы; ее высота

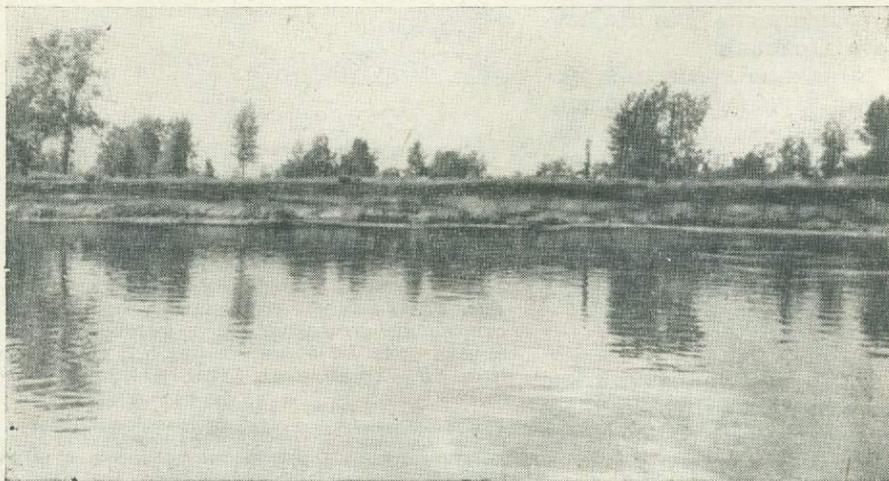


Рис. 26. Пойменная терраса Оби выше устья Томи. Видна погребенная почва.

Таблица 5

Ширина поймы Оби на участке
Новосибирск — с. Александровское

Участок долины Оби	Ширина поймы, км
Г. Новосибирск	0—3
С. Кожевниково — с. Киреевское	3—9
С. Усть-Чулым — с. Молчаново	12—15
С. Амбарцево — с. Могочино	12—15
С. Могочино — с. Коломино	17—18
С. Усть-Нярга — г. Колпашево	20—22
С. Нарым — с. Каргасок	23—25
С. Карга — с. Усть-Тым	17—20
С. Усть-Тым — с. Прохоркино	30—32

составляет 6,0—7,0 м (села Коломино, Нарым, Усть-Тым, Молчаново и др.). Эта высокая часть поймы относится к наиболее ранней стадии ее формирования.

Обычная пониженная и вместе с тем наиболее широко развитая часть поймы высотой 3,0—5,0 м выделяется под названием низкой поймы и характеризует позднюю стадию ее формирования.

Современные аллювиальные отложения Оби залегают на различных по возрасту уже охарактеризованных отложениях — осадочных образованиях палеозоя, интрузиях гранитов, олигоцен-миоценовых и древних отложениях четвертичной системы. Общая мощность современного аллювия составляет в среднем 15—25 м (рис. 27, 28).

Рельеф поймы Оби весьма неоднороден, осложнен различными положительными и отрицательными формами. По данным наших наблюдений, он всецело зависит от внутренней динамики руслового потока Оби, разрабатывающего свою долину, от условий формирования основы пойменного массива.

На всем протяжении изучаемого участка долины Оби от г. Новосибирска до с. Александровского формирование поймы в основном происходит за счет дробления русла на рукава, образования осередков и причленения их к существующим участкам поймы, что особенно характерно для Нарымского Приобья.

Причина дробления русла на рукава в настоящее время окончательно не выяснена. Большинство авторов (Лосиевский, 1934; Шанцер, 1951; Маккавеев, 1955), изучавших этот вопрос, считают, что это явление зависит от режима наносов и типа циркуляций воды в русле.

В русле Оби вследствие поперечной циркуляции воды происходит образование двух или нескольких стрежневых линий. На границе между двумя стрежневыми

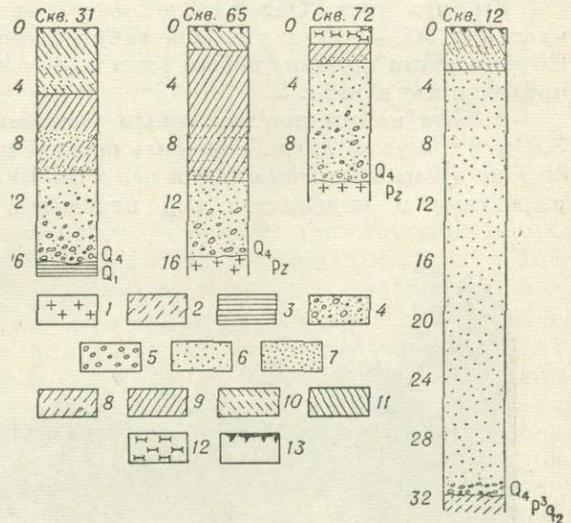


Рис. 27. Разрезы голоценовых аллювиальных отложений по скважинам в районе г. Новосибирска (скв. 31 — отм. устья 94,2), с. Дубровино (скв. 65 — отм. устья 84,9 и скв. 72 — отм. устья 84,7) и с. Сургут (скв. 12).

1 — гранит (Pz); 2 — алевролит темно-серый (Pg²); 3 — глина синевато-серая (Q₁); 4 — галечник с песчаным заполнителем; 5 — разнозернистый песок с гравием и галькой; 6 — песок мелкозернистый; 7 — песок тонкозернистый; 8 — супесь серая; 9 — суглинок серый; 10 — супесь бурая; 11 — суглинок бурый; 12 — торф; 13 — почвенно-растительный слой.

потоками в области восходящих струй происходит отложение влекомых наносов, приносимых придонным течением со стороны обоих потоков. В итоге образуется осередок, зачастую с озером посредине, что хорошо видно на примере о. Битнев (рис. 29). Прирусловые отмели, формировавшиеся с левого и правого стрежневых потоков, законсервировали между собой небольшое озеро.

Для Оби характерен процесс смещения осередков вниз по течению за счет размыва верхнюю по течению конца и наращивания низового. Этот процесс довольно хорошо освещен в работе Н. И. Маккавеева (1955) и поэтому на его разборе мы не останавливаемся. Для участка Новосибирск — устье Томи наиболее характерной является иная картина. Вследствие широкого и мелководного русла, высокой степени относительной перегруженности его влекомыми наносами происходит их отложение как у нижнего, так и у верхнего конца осередков, и осередок растет как по течению, так и против течения русла (рис. 29). Растущие подобным образом осередки довольно часто наблюдаются непосредственно в районе г. Новосибирска.

Кроме того, для Оби весьма характерен боковой размыв участков островной поймы. В качестве примера можно привести о. Сафонов

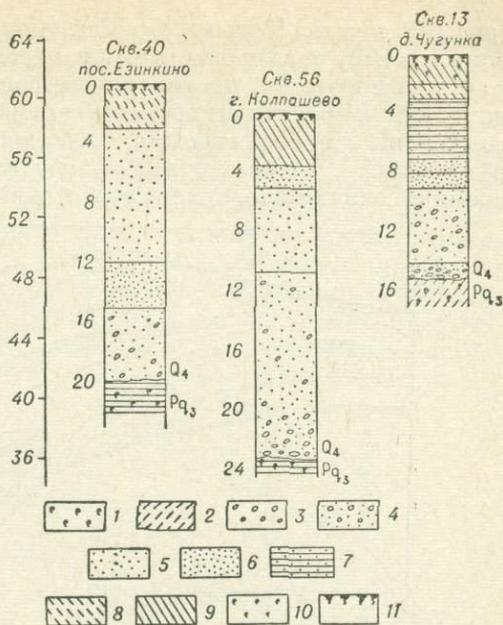


Рис. 28. Разрезы современных аллювиальных отложений по скважинам в районе г. Колпашево.

1 — глина темно-серая, с обломками лигнитизированной древесины; 2 — алеврит серый, каолинизированный; 3 — галечник; 4 — песок разнозернистый с гравием и галькой; 7 — глина серая с прослоями песка; 8 — супесь бурая; 10 — скопление фитодетрита; 11 — почва.

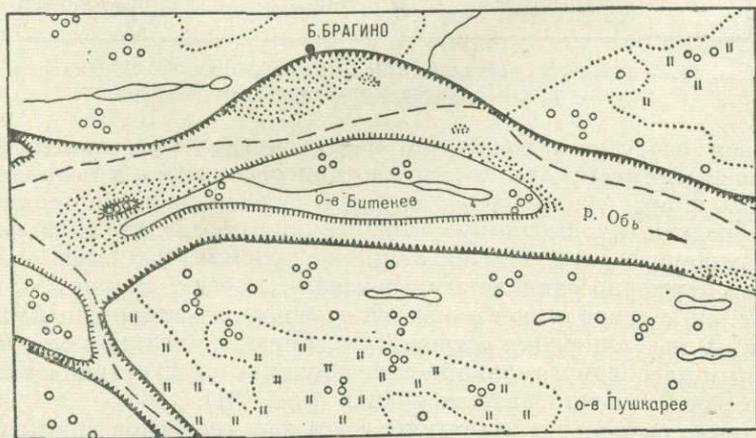


Рис. 29. Увеличение пойменного острова за счет наращивания прирусловых отмелей с нижнего и верхнего его конца (Томское Приобье).

(рис. 30) у устья Чулыма. О-в Сафронов подвергается интенсивному боковому размыву со стороны главного стрежня реки, в устье его, особенно со стороны протоки, происходит интенсивное заиление. На противоположном берегу происходит обратный процесс — процесс наращивания отелей со стороны главного стрежня у о. Радновского и формирования новых осередков ниже. За период 1959—1964 гг. мы неоднократно наблюдали во время весенних половодий исчезновение осередков и возникновение новых.

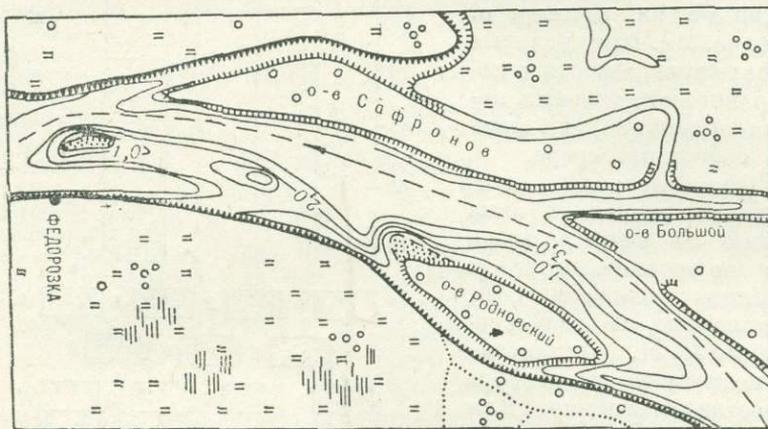


Рис. 30. Пример размыва правобережных островов поймы и формирования левобережных осередков и пойменных островов (р-н устья р. Чулым).

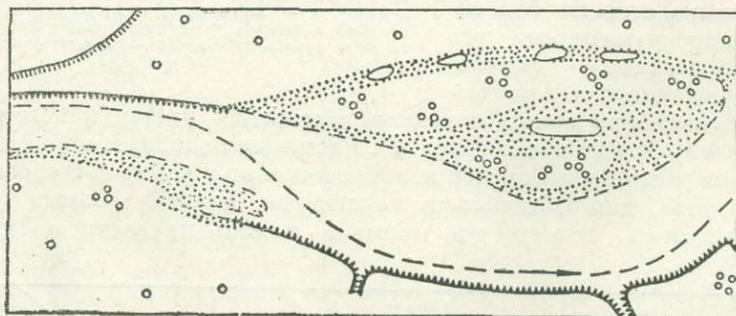


Рис. 31. Увеличение пойменного массива в районе с. Вертикос за счет последовательного присоединения островов.

Оставшиеся осередки вследствие перераспределения количества воды в разделяемых ими руслах постепенно присоединяются к основному массиву поймы и превращаются в ее молодой сегмент. Этот процесс присоединения осередков к пойменному массиву можно проследить на всем протяжении изучаемого участка. Так, например, упомянутый выше о. Битнев омывается примерно одинаковыми потоками с обеих сторон, о. Радновский (рис. 30) с левой стороны отделен от основного массива поймы узкой протокой. А две генерации островов у с. Вертикос целиком слились с левобережным массивом и только мелкие изолированные старицы свидетельствуют о ранее существовавших руслах (рис. 31).

Различие размеров и очертаний отдельных сегментов поймы и их характерных элементов рельефа — грив, межгривных понижений и стариц — обусловлено обстановкой прогрессивного изменения расходов воды в отшнурованных рукавах реки.

Не менее характерным также является существование крупных островных массивов поймы, отделенных от основной поймы почти равнозначными русловыми потоками. Таких островов на изучаемом участке можно насчитать до десяти, длина их изменяется от 10 до 35 км, ширина — от 2,5 до 7 км. В качестве примера можно привести о. Ташьян, заключенный между главным руслом Оби и протокой Старая Обь в районе с. Кривошеино. Длина острова по реке составляет 35 км, наибольшая ширина достигает 5,5 км.

Возникновение островов подобного типа обусловлено ростом осередков за счет причленения к ним новых сегментов и более мелких осередков со стороны обоих русел. Подобное явление можно наблюдать у с. Невальцево, где р. Обь двумя судоходными рукавами, равнозначными по величине, облегает систему из шести островов общей длиной около 10 км и шириной в 7 км, разделенных друг от друга узкими извилистыми, зачастую пересыхающими протоками.

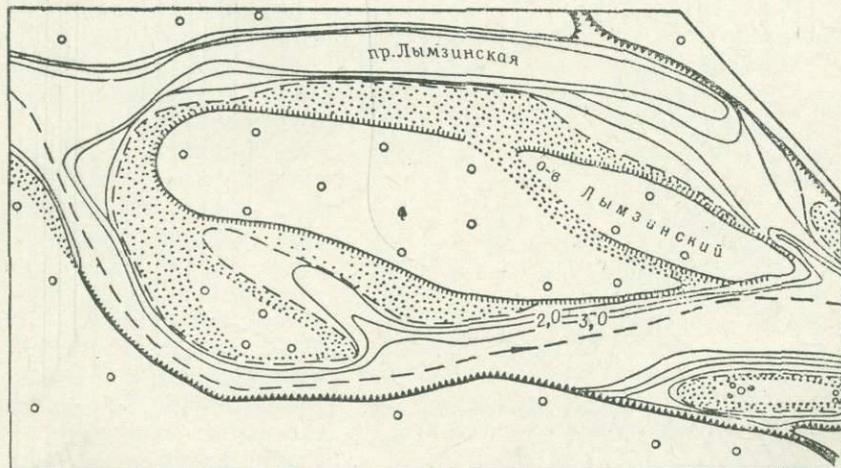


Рис. 32. Пример формирования крупного островного пойменного массива в результате присоединения осередков (район с. Прохоркино).

Ниже с. Прохоркино о. Лымзинский сформировался за счет трех осередков, присоединенных последовательно друг к другу (рис. 32). Зачастую оба русла остаются равнозначными по глубине и ширине, иногда их судоходность изменяется, как это можно наблюдать на примере Тымского острова у с. Карга. До 1950 г. судоходным было русло, подмывающее берег у с. Карга, а в настоящее время судоходной стала Тымская протока.

Чаще всего происходит постепенное отмирание одного из русел, его отмеление. По представлениям Е. В. Шанцера (1951), в первые стадии отмирания крупных рукавов реки в прогрессирующей степени падают приходящиеся на их долю расходы воды. Русло становится избыточно широким для водного потока, и его боковые части отделяются звено за звеном, превращаясь в систему параллельных друг другу ложбин, ограниченных волнообразными гребнями последовательной серии прирусловых отмелей. В итоге боковой рукав реки суживается и становится как бы рекой меньшего размера. Этот процесс формирования параллельно-гвивистой поймы можно наблюдать в протоках, размер которых не уступает главному руслу (Старая Обь, Тымская), так и в более мелких (протоки Миля, Ягодная) (рис. 33).

Таким образом, островная пойма, ядром которой является осередок, в пространстве сменяется параллельно-гвивистой. Если характер их

рельефа и близок между собой, то размеры их элементов существенно отличаются. Для параллельно-гривистой поймы характерны узкие и удлиненные формы грив и межгривных понижений.

Однако существуют участки поймы Оби, построенные по другому типу. Так, участок поймы, заключенный между протокой Миля и главным руслом Оби, построен по меандровому типу, особенно центральная его часть (рис. 34). Это связано с тем, что протока значительно удалилась от основного русла Оби и фактически превратилась в почти самостоятельную реку со своим режимом наносов. Для этого участка характерно изогнутое направление грив и стариц внутри излучин «веера блуждания», по которым можно восстановить последовательные стадии смещения русла протоки и роста меандр. Подобный меандровый тип блуждания русла протоки характерен и для других участков долины, приуроченных к рукавам, от-

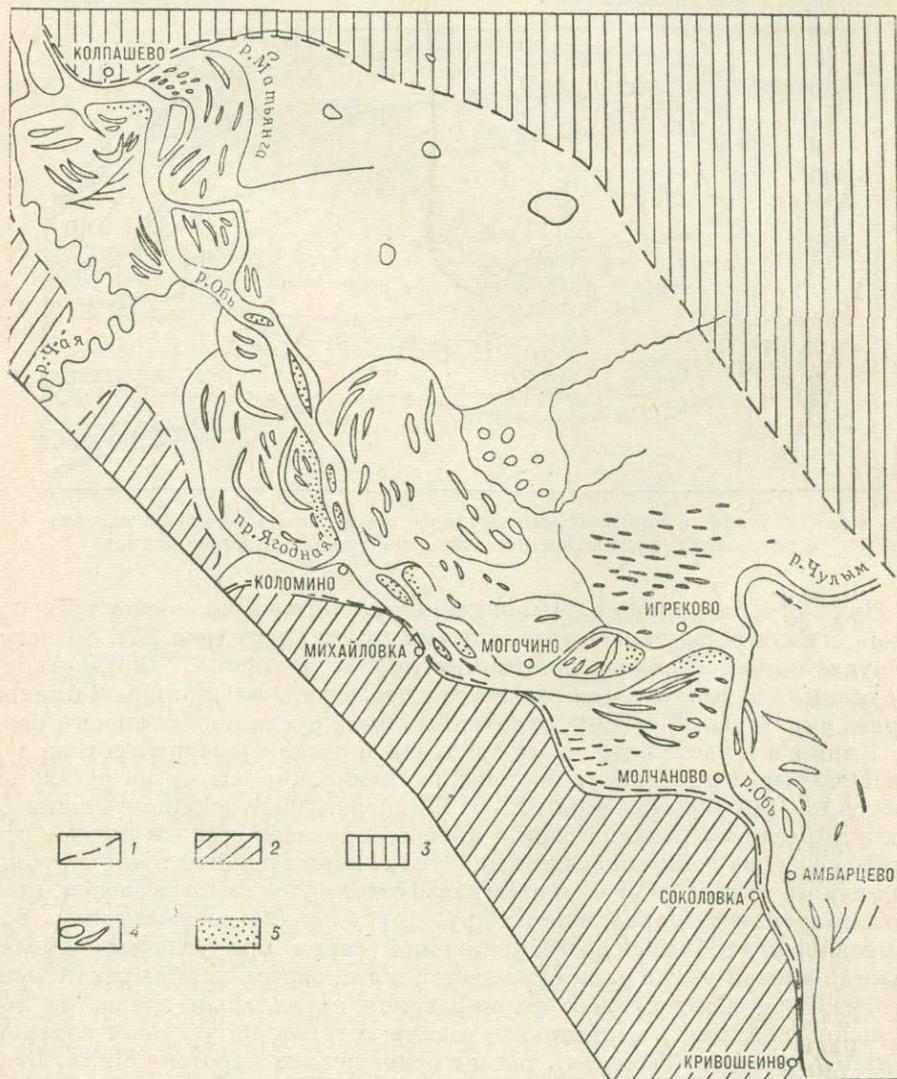


Рис. 33. Участок поймы р. Оби на участке с. Кривошеино — г. Колпашево.
1 — граница поймы; 2 — водораздельное плато; 3 — Колпашевская терраса; 4 — водоемы на пойме; 5 — песчаные отмели.

деленным от основного русла Оби (протоки Симан у с. Вороново, Нарымская у с. Нарым и др.). Характерным примером служит Нарымская протока. Она тянется вдоль основного русла Оби на расстоянии 150 км, принимает свои притоки и сама является как бы естественным продолжением такого крупного притока Оби, как р. Кеть. Нарымская протока сама участвует в перестройке поймы, создавая на вогнутых сторонах своих меандр новые сегменты. Типичный меандровый тип формирования поймы и ее перестройки характерен для Обских притоков, текущих в пределах Обской поймы, таких как реки Тым (рис. 34), Чая (см. рис. 33), Парабель и др.

Меандровый тип формирования поймы Оби имеет подчиненное значение. Формы рельефа, образованные в результате меандрирования, носят гривистый характер, но в отличие от предыдущего типа гривы и межгривные понижения имеют форму вееров.

Для верхней части изучаемого участка (г. Новосибирск — устье Томи) средний уклон долины Оби составляет 0,0001. Долина на этом участке характеризуется наименьшей шириной (см. табл. 5) и вместе с тем значительной шириной ее русла и мелководностью последнего.

За последние шесть лет в межень глубина по судоходному фарватеру местами не превышала 1,30—1,40 м, наблюдалось большое количество мелей, в том числе и по фарватеру. Несмотря на относительную прямолинейность русла, фарватер на этом участке очень извилист, подходит то к одному, то к другому берегу. Создается впечатление, что современная Обь течет по долине более многоводной реки и в русле не хватает воды, чтобы справиться с переносимыми рекой наносами. Это явление связано с уменьшением количества воды, сбрасываемой из Обского водохранилища. В пределах этого участка формируются небольшие изолированные массивы поймы, прилегающие к бортам долины или более древним террасам. Прирусловая часть этих массивов поднимается в виде валов на высоту 4—5 м над урезом воды. Притеррасовая же и центральная часть поймы поднимаются над уровнем воды в реке всего лишь на 3,0—4,0 м. Здесь формируется, по терминологии Е. В. Шанцера (1951), обвалованная пойма.

Таким образом, в заключение можно сделать выводы, что пойма Оби формируется разными путями. Главную роль в образовании поймы Оби играет фуракация — процесс образования осередков и крупных островных массивов поймы. Меандровый тип формирования поймы носит второстепенный характер. Параллельно-гривистый тип поймы является

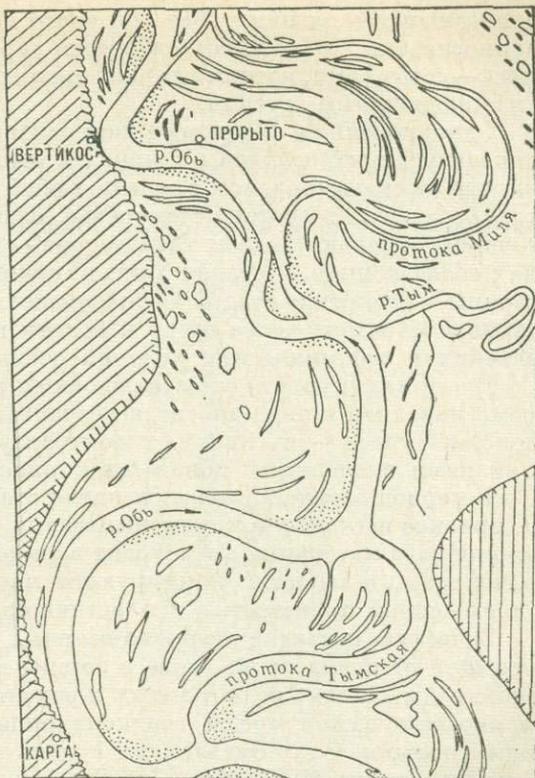


Рис. 34. Пойма р. Оби на участке с. Карга — с. Вертикос (условные знаки см. на рис. 33).

переходным между ними. Все они часто переходят друг в друга и тесно взаимосвязаны. Обвалованная пойма характерна для участка Новосибирск—устье Томи, который характеризуется сравнительно узкой долиной и малоподвижным руслом.

Одновременно с формированием основы поймы происходит отложение тонкодисперсных осадков в затонах и отшнурованных старицах. В зависимости от связи с руслом в жизни любой старицы выделяется несколько стадий развития: протока-староречье, отшнурованная с верхнего конца песчаной отмелью (водоем типа затона — курья) — полное отшнуровывание с обоих концов — стадия озера и, наконец, последняя стадия развития старицы — болотная стадия — превращение озера в болото. При развитии старицы от затона через озеро к болоту происходит изменение гидрологических и геохимических условий осадконакопления.

В затонах (курьях) связь с основным руслом наиболее постоянная, во время паводков в них заносится песчаный материал. В итоге образуются слоистые супеси — суглинки, характеризующиеся небольшой плотностью и низкими значениями показателей пластичности.

В период озерной стадии развития старицы связь с руслом ухудшается, привнос песчаных и крупнопылеватых частиц уменьшается, отложение обломочного материала происходит в застойных водоемах с обилием подводной растительности. Формируются макропористые суглинки и глины с повышенной пористостью и пластичностью.

Зачастую развитие старично-озерных водоемов происходит в полной изоляции от русла реки. Даже в период половодья в эти водоемы паводковые воды заходят редко, а если и заходят, то существенно не изменяют физико-химической среды осадконакопления. О характере затопления поймы полыми водами позволяют судить графики, приведенные в работе А. А. Максимова (1963) (рис. 35). Графики дают отчетливое представление

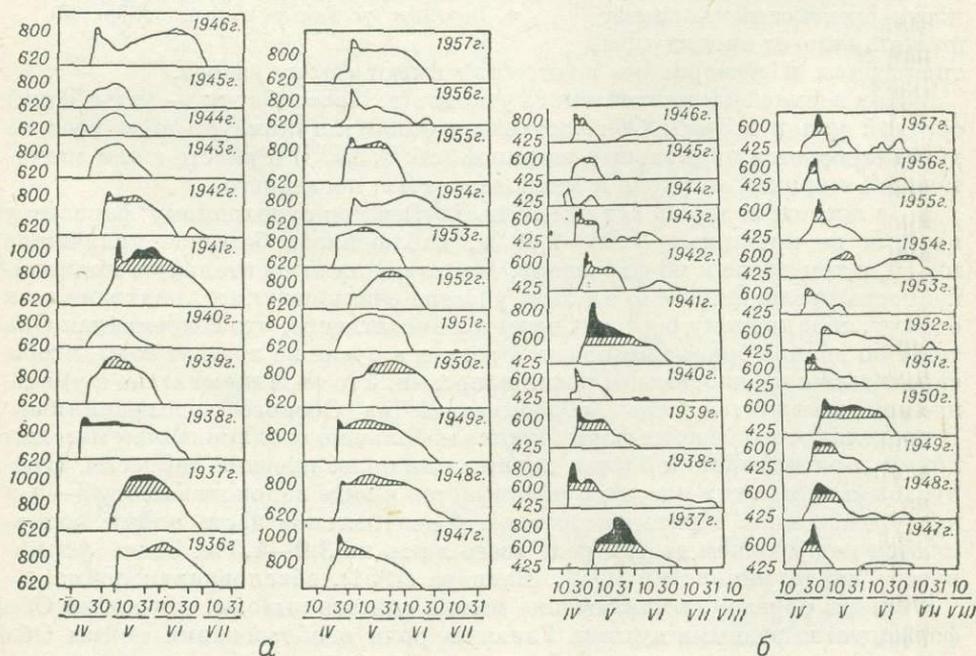


Рис. 35. Графики затопления полыми водами:

а — Колташевской поймы р. Оби; б — Кожневниковской поймы р. Оби (заимствовано из работы А. А. Максимова).

о том, что наибольшему затоплению подвержены низины (светлая часть), меньшему сенокосные гряды (заштриховано) и очень редко затопляется вся пойма (черная часть). Некоторые, иногда значительные по площади, старичные озера, отделенные от русла высокими гривами, не затопляются ежегодно, а может быть и в течение нескольких лет. По-видимому, в связи с этим существующие в них физико-химические условия резко отличаются от условий, господствующих на остальной площади поймы. Характерной особенностью этих водоемов является высокое содержание организмов, которые при отмирании насыщают водоем органическими коллоидами.

Так как привнос обломочного материала в эти водоемы ограничен, захоронение органических остатков происходит замедленно, наблюдается наиболее полное разложение растительных и животных организмов и обогащение отложений органическими коллоидами. Гумусовые вещества, подвергаясь разложению, выделяют углекислоту, увеличивая тем самым ее содержание в растворе водоема, что ведет к увеличению активности воды, увеличению кислотности среды. Ф. В. Чухров (1955) считает, что рН уменьшается от 6 в речной воде до 4 и даже 2,5 в болотной. Это же очень отчетливо подчеркивает в своих работах Н. М. Страхов (1964, стр. 472), «особенно важно..., что в пресных озерах часто развивается резко пониженное значение рН, т. е. кислые геохимические фации. При зарастании же озер и превращении их в болотистые образования кислые воды становятся вообще главенствующей геохимической фацией. Таким образом, возникновение и развитие фаций «кислых вод» является характернейшей особенностью гидрохимии опресненных водоемов влажного климата».

Если в условиях нейтральной среды речного потока Оби органические коллоиды способствуют миграции минеральных коллоидов и препятствуют коагуляции, то в кислой среде наблюдается обратное явление.

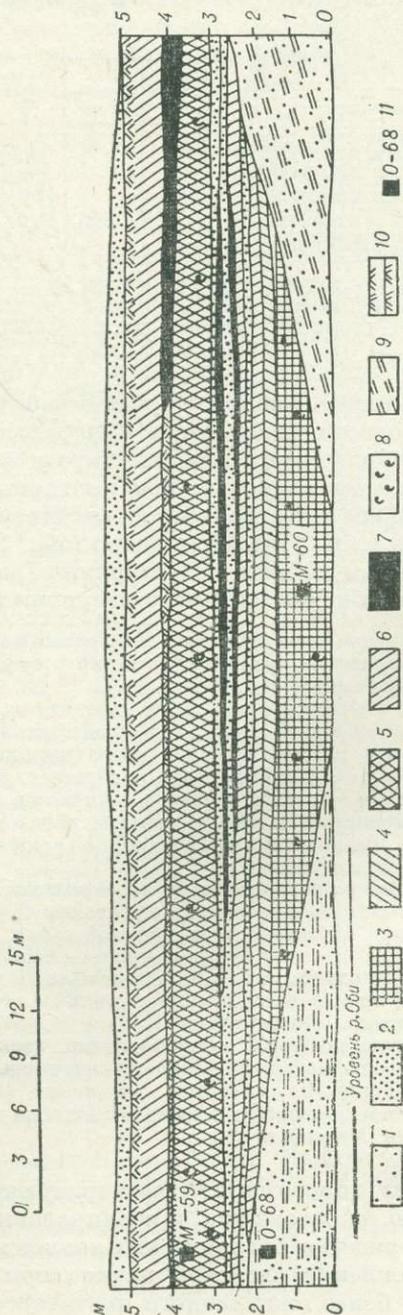


Рис. 56. Обнажение поймы р. Оби в районе с. Мизуркино.

1 — песок мелкозернистый (фация прирусловой отмели); 2 — песок тонкозернистый (фация наложенных прирусловых валов); 3 — глина; 4 — суглинок темно-серый (фация изолированного озера); 5 — глина бурая макропористая (фация вторичных валов); 6 — суглинок бурый (фация внутренних зон центральной поймы); 7 — торф; 8 — фитодегрит; 9 — прослой замещения; 10 — погрешная и современная почва; 11 — место отбора образцов и их номер.

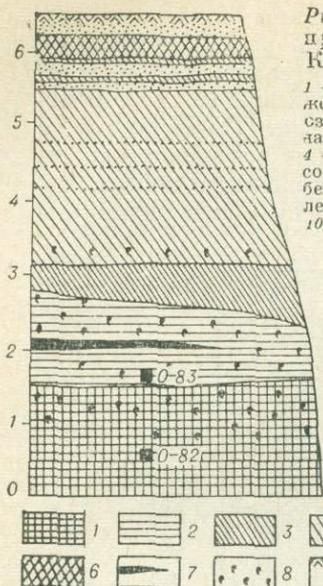
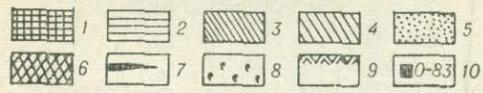


Рис. 37. Разрез поймы в притеррасной ее части, с. Коломино, левый берег Оби.

1 — глина темно-серая (отложения фации изолированного озера); 2 — глина серая (озерная фация); 3 — глина бурая; 4 — суглинок бурый; 5 — песок тонкозернистый; 6 — погребенная почва; 7 — торф; 8 — скопления фитодетрита; 9 — почва; 10 — место отбора образцов и их номер.

Число пластичности	Вес следа, г/см ³	Пористость, %
20,9	1,44	47,2
24,0	1,36	51,0

Уровень р. Оби



Гумусовые вещества, разлагаясь, образуют большое количество органических кислот, что приводит к высокому содержанию ионов водорода. По данным опытов академика К. К. Гедройца (1955), водородный ион обладает большим свертывающим действием и оказывает большое влияние на коагулирующую способность почвенных растворов, так как величина кислотности, при которой коагулирующее влияние водородного иона сказывается вполне определенно, очень незначительно — 0,000075 нормы.

Таким образом, высокое содержание ионов водорода в пойменных водоемах способствует высокой скорости коагуляции минеральных и органических коллоидов и ведет к образованию осадка, характеризующегося низкой плотностью.

Отложения подобных изолированных старичных водоемов изучены нами в районе с. Карга (обн. 7), сел Мизуркино (обн. 12а), Нарым (обн. 13), Коломино (обн. 17а), Молчаново (обн. 23). В качестве примера приведен разрез поймы района с. Мизуркино (рис. 36).

Здесь обнажается линза старичных глин длиной около 60 м.

1. В краевых частях старичной ложбины выше уреза воды в реке выйдут мелкозернистые, желто-серые пески с суглинистыми прослоями заиления. Видимая мощность песков 2,0 м

2. По четкому наклоненному контакту на песках залегает серая, однородная, пастообразная глина с торфяной трухой. Излом характерный, раковистый. Глина разбита вертикальными трещинками на многоугольные призмы. После высушивания порода приобретает светло-серый цвет, происходит очень большая ее усадка. Образцы становятся очень крепкими, цементированными (монолит 60). Эти глинистые образования, содержащие большое количество органических коллоидов, по своим свойствам соответствуют гитти. Видимая мощность 1,5 м

3. Выше по разрезу гитти перекрываются серыми суглинками, переслаивающимися с маломощными прослоями бурой супеси, тонкозернистого песка и торфа. Мощность этой слоистой пачки 1,0 м

4. Выше залегают бурые макропористые болотные суглинки тонкослоистые внизу и однородные вверху, с обильным растительным детритом. Выходит слой прослоем торфа, переходящим в гумусированный горизонт погребенной почвы. Мощность 1,5 м

5. Суглинок бурый, макропористый, легкий, представляет собой пойменный осадок с горизонтом современной почвы.

6. В пониженных частях обнажения верхняя часть разреза представлена тонкозернистым пloyчато-слоистым песком наложенных прирусловых валов. Мощность 0,5 м

Глины второго слоя, характеризующиеся высокой пористостью и пластичностью, образовались в изолированном водоеме в условиях повышенного содержания органических коллоидов. После их образования произошло накопление слоистой пачки серых суглинков, супесей и песков в условиях более оживленного проточного водоема.

Условия осадконакопления, характерные для изолированных водоемов, могут проявляться в любой стадии развития старицы и впоследствии сменяться в результате изменения динамики среды и прорыва шейки старицы. По этой причине мы встречаем гиттиеобразные осадки на разных отметках от уреза воды в реке среди отложений разных фаций. Так, в районе сел Нарым (обн. 13), Коломино (рис. 37) и Молчаново пастообразные высокопористые глины залегают под суглинками и глинами озерного генезиса.

Подобные условия осадконакопления зачастую существуют во вторичных водоемах, имеющих широкое распространение на поверхности обской поймы. Так, например, подобные «гиттиеобразные глины» нами изучены в районе устья р. Чулым (рис. 38).

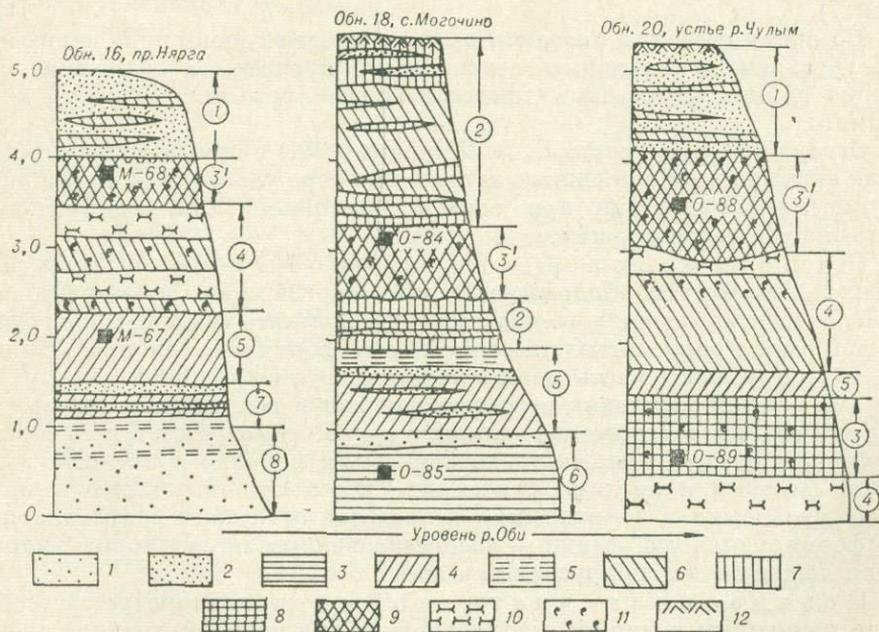


Рис. 38. Обнажения поймы р. Оби.

1 — песок мелкозернистый; 2 — песок тонкозернистый; 3 — глина темно-серая; 4 — суглинок темно-серый; 5 — супесь серая; 6 — суглинок бурый; 7 — супесь бурая; 8 — глина серая (пастообразная); 9 — глина бурая, пластичная; 10 — торф; 11 — фитодетрит; 12 — почва.

В к р у ж к а х: 1 — отложения наложенных прирусловых валов; 2 — то же, внутренней зоны центральной поймы; 3 — вторичных водоемов; 4 — болотные; 5 — озерные; 6 — затона; 7 — первичных прирусловых валов; 8 — прирусловых отмелей.

Здесь снизу вверх прослеживаются:

1. Выше уреза воды вскрывается торф темно-коричневый, плотный. Видимая мощность 0,5 м
2. Глина (гиттия) серая, пастообразная, очень пластичная, однородная, с рассеянными гнездами (диаметром 1 см) торфяной трухи, в верхней части слоя с тонкими линзовидными прослоями иловатых тонкозернистых песков. Мощность 0,9 м
3. Суглинок светло-серый, макропористый, стенки поробохрены. Мощность 0,3 м
4. Вверх суглинок постепенно темнеет до темно-бурого. Приобретает мелкокомковатую текстуру. Стенки макропор окрашены в яркий красно-бурый цвет. Мощность 1,0 м
5. Торф с древесными обломками, нижний контакт ровный, горизонтальный, верхний неровный, размытый. Мощность 0,30—0,15 м
6. Глина темно-бурая, макропористая, мелкокомковатая, болотного генезиса. Верхняя часть слоя темно-коричневая, гумусирована. Мощность 1,0 м

7. Песок тонкозернистый, светло-палевый с линзочками бурого суглинка. Мощность 1,2 м

В этом разрезе намечается неоднократная смена обстановок осадконакопления.

Нижний слой торфа сформировался в результате отмирания старицы, т. е. в болотную стадию ее развития. Второй слой, представленный гиттией, образовался в условиях вторичного водоема, изолированного от русловых и даже, видимо, паводковых вод. Условия изолированного водоема сменились более оживленными озерными (слой 3) и болотными (слой 4 и 5), произошло формирование серых, бурых суглинков и торфа. Болотная обстановка в свою очередь сменилась обстановкой вторичного водоема, в котором произошло формирование бурых пластичных глин (слой 7).

Во время весенних паводков на поверхности основы пойменного массива (русловых и старичных отложений) происходит отложение собственно пойменных осадков, представленных бурыми суглинками и супесями.

Следуя представлениям Е. В. Шанцера (1951) о прогрессивном ослаблении аккумуляции пойменного аллювия по мере удаления от русла реки, мы выделяем на пойме три зоны осадконакопления: прирусловую, центральную и притеррасную.

Под прирусловой частью поймы мы понимаем вполне определенную в морфологическом и литологическом отношении зону периодически выходящих из-под воды в результате сезонных колебаний уровня реки прирусловых отмелей и зону формирования прирусловых валов. Прирусловая часть поймы характеризуется промежуточными условиями осадконакопления между русловыми и пойменными. Здесь сказывается еще непосредственное влияние русла, что отражается на составе отложений, представленных тонкозернистыми и мелкозернистыми пылеватыми перками и легкими супесями — промежуточными отложениями между русловыми и пойменными. В пределах этой зоны осадконакопления формируются две фации — фация первичных прирусловых валов и фация наложенных прирусловых валов.

Центральная часть поймы характеризуется собственно пойменным режимом осадконакопления и является главной ареной осаждения взвешенных наносов и дальнейшего их диагенеза. Основная масса материала, из которого формируются суглинки и глины, накапливается путем осаждения из медленно текущих или застойных вод. Во внутренних частях поймы, удаленных от основного русла, наблюдается замедленный процесс осадконакопления, отложения становятся более тяжелыми и маломощными. Осадки в значительной степени изменены почвообразовательными процессами. В этой зоне формируются фации окраинных зон центральной поймы, внутренних зон центральной поймы и фация вторичных водоемов.

Притеррасная пойма — та часть поймы, где процесс осадконакопления в значительной степени определяется сносом материала с террасы. Это обстоятельство хорошо отражается в литологическом составе отложений.

Притеррасная часть поймы, как правило, — пологонаклонная от террасы площадка, на которой широким развитием пользуются песчаные и супесчаные отложения. С удалением от террасы крупность материала и его количество уменьшаются. По направлению от террасы к руслу притеррасная часть отделена от остальной поймы «притеррасной речкой», экранирующей поступление грубого песчаного материала в центральную часть поймы. В случае отсутствия постоянно действующего притеррасно-

го водотока притеррасная пойма через серию разной величины отрицательных форм рельефа (старицы, заболоченные озерки, болота) переходит в центральную пойму. Зачастую эти водоемы (старицы, озерки и пр.) бывают расположены непосредственно у тылового шва поймы. В этом случае прилегающая к террасе зона поймы бывает пониженной по сравнению с остальной ее площадью.

Кроме присутствия значительного количества грубозернистого материала, принесенного с более высоких террас и водоразделов, притеррасная часть поймы Оби на участке выше устья Томи характеризуется повышенным содержанием карбонатов и вивианита. Из работ А. Б. Трапина (1944, 1945), В. А. Николаева (1947₂), Б. В. Мизерова (1953₁) известно о существовании довольно крупных месторождений мела, пресноводного мергеля и вивианита, расположенных в пределах притеррасной поймы Оби и ее притоков. Формирование месторождений этих полезных ископаемых происходит, по всей вероятности, за счет привноса солей кальция и фосфора грунтовыми водами из вышележащих отложений террас и склонов долины в бессточные водоемы притеррасной зоны поймы.

Данные исследований почвоведов, приводимые Б. Г. Иоганzenом (1963), показывают, что солевой состав почв притеррасной части поймы формируется в результате смыва части почвенных горизонтов континентальных почв. По сравнению с почвами остальной части поймы отложения притеррасного пойменного водоема отличаются большим содержанием водорастворимого кальция (до 1,6 %), магния (до 0,2%), фосфора (50 мг/100 г), калия (40 мг/100 г) и малым содержанием гумуса (0,98%).

Таким образом, условия поступления материала и осадконакопления в этой части поймы значительно отличаются от условий, существующих в других частях поймы, что является достаточно убедительным критерием для выделения притеррасной части поймы в самостоятельную зону осадконакопления. А отложения, образованные в этой зоне, следует выделить в фацию притеррасной поймы.

В зависимости от условий формирования и расположения того или иного участка по реке нами выделяются следующие основные типы поймы, характеризующиеся одинаковым строением:

1. Островная пойма.
2. Гривистая пойма (меандровый и параллельно-гривистый тип).
3. Участки основных пойменных массивов, причлененных к древним террасам.

Участки островной поймы, формирующиеся за счет роста осередков, как указывалось выше, встречаются на всем протяжении изучаемого района. Преобладающее значение в разрезах островного типа поймы имеют пески прирусловых отмелей и прирусловых валов, слагающие видимый разрез поймы до половины и даже двух третьей высоты. Верхняя часть представлена отложениями собственно пойменных фаций — переслаивающимися тонкозернистыми песками и супесями бурых оттенков, постепенно переходящими в мелкокомковатые макропористые бурые суглинки. Старичные отложения имеют в этих разрезах подчиненное значение, располагаясь обычно в ухвостьях островов или в незначительных ложбинах второстепенных стариц.

Характерным примером строения островной поймы служат разрезы естественных обнажений о. Сафронов (рис. 39). Разрез, описанный в центральной части острова, вскрывает следующие литологические разности (снизу вверх).

1. На урзе воды пески мелкозернистые, желтовато-серые, в основном кварцевые со значительным содержанием обломков кремнистых пород. Текстура лизовидно-косослоистая. Выше (с высоты 1,5 м) в их разрезе появляются тонкие прослои

бурого суглинка, выдержанные на значительном расстоянии. В линзах между этими прослоями преобладают пески со слоистостью ряби волнений и слоечками, обогащенными темным шлихом, а также мелкоплойчатые пески. Видимая мощность 3,0 м.

2. Суглинок бурый, легкий, макропористый, слюдистый, слабо ожеженный, в нижней части слоя с тонкими прослоями песка, в верхней — однородный, мелкокомковатой текстуры. Самый верхний горизонт его гумусирован и имеет более темный цвет. Мощность 2,0 м.

Такое строение характерно почти для всего острова, и только в его нижней по реке части отложения прирусловой отмели погружаются ниже уреза воды в реке и замещаются линзами старичных суглинков. Разрез становится существенно глинистым (см. рис. 39):

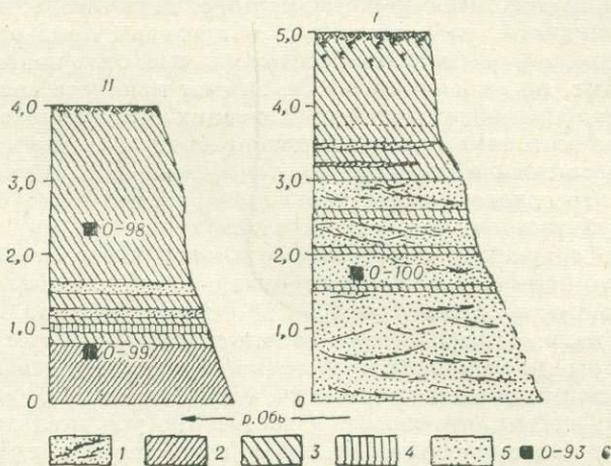


Рис. 39. Обнажения поймы р. Оби, о. Сафронов.

I — центральная часть острова, II — низовая часть острова.
1 — песок мелкозернистый; 2 — суглинок серый; 3 — суглинок бурый; 4 — супесь бурая; 5 — скопления растительного детрита; 6 — место отбора пробы и ее номер.

1. На урезе воды выходят суглинки темно-серые пастообразные с рассеянными включениями растительного детрита. В суглинках найдено семь створок *Sphaerium* (*Sph*) *cornutum* L. и один экземпляр *Valvata piscinalis* Müller.

Эти находки позволяют считать, что суглинки формировались в стоячих и медленно текущих водоемах, вероятнее всего в застойных, слабо проточных старицах этапа их озерного развития. Видимая мощность 0,8 м.

2. Суглинок бурый, внизу ленточный с прослоями бурой супесью, а с высоты 1,80 м — однородный, макропористый, крупнокомковатый. Характерно повышенное содержание растительного детрита и корней растений, мощность 3,20 м. Приведенный разрез сохраняется до нижнего окончания острова — его ухвостья.

Строение, подобное приведенному, имеют все участки островной поймы как продолжающие занимать островное положение, так и уже присоединенные к основным массивам (о. Большой, разрезы на стрелке проток Милля, Кривая Лука, Нярга и др.). Следует отметить, что в разрезах островной поймы вниз по реке большее значение приобретают глинистые отложения стариц.

Пойма с гривистым рельефом изучалась на многочисленных естественных обнажениях на участках сел Усть-Чулым — Могочино, Усть-Тым — Вертикос, Вертикос — Прохоркино.

Участки, вскрываемые на гривах, представлены песками прирусловых отмелей и прирусловых валов. Межгривные понижения заполнены суглинками старичного облика. Верхние горизонты сложены бурыми суглинками пойменных фаций.

Гривистый тип поймы и особенности его строения хорошо представлены на участке правого берега от безымянной протоки до устья Матьянги в районе г. Колпашева. На этом участке высота поймы на гривах составляет 4—4,5 м, в межгривных понижениях 2,5—3 м. Гривы и межгривные понижения имеют ориентировку, параллельную современному руслу Матьянги и вскрываются руслом Оби вкrest своего простираия (рис. 40). Расстояние между соседними гривами не постоянное, изменяется от 30 до 500 м.

В основании разреза грив выходят пески, тогда как разрезы межгривных понижений нацело глинистые. В межгривных понижениях, вблизи берегового уступа, залегают пески наложенных фаций.

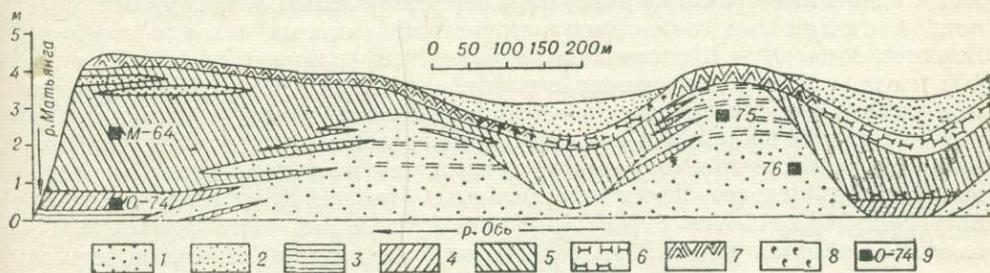


Рис. 40. Схема обнажения поймы Оби в районе устья р. Матьянги у г. Колпашева.
 1 — песок мелкозернистый (фации прирусловой отмели и первичных прирусловых валов); 2 — песок тонкозернистый (наложенные прирусловые валы); 3 — суглинок темно-серый (фация затона); 4 — суглинок темно-серый макропористый (фация озера); 5 — суглинок темно-бурый; 6 — торф; 7 — почвенно-растительный слой и погребенная почва; 8 — скопления фитодетрита; 9 — место отбора образцов и их номер.

Разрез поймы на гриве представлен в следующем виде (снизу вверх):

1. Пески желто-серые, мелкозернистые, косослоистые, с маломощными суглинистыми линзочками заиления — отложения фации прирусловой отмели. Видимая мощность 2,4 м
2. С высоты 2,5 м пески становятся тонкозернистыми, пылеватыми, слюдыстыми, разбиты тонкими слоечками бурых суглинков, отмечаются волноприбойные знаки ряби. Эти пески относятся к фации прирусловых валов. Мощность 1,3 м
3. Постепенно, вследствие сгущения пloyчатых слоечков суглинков, слоистая песчаная толща переходит в суглинок бурый, мелкокомковатый сверху гумусированный. Мощность 0,4 м

Разрез, соответствующий межгривному понижению, описан нами на склоне гривы, обнажающейся как со стороны Оби, так и Матьянги:

1. У уреза воды выходит суглинок темно-серый, с тонкой горизонтальной слоистостью, обусловленной присутствием маломощных прослоев серого мелкозернистого песка, отложения затона. Видимая мощность 0,3 м
2. Вверх по разрезу слоистые суглинки переходят постепенно в мелкокомковатую макропористую разновидность с пятнами вивинита, гидроокислами железа и рассеянной трухой растительного детрита. Отложения озерной фации. Мощность 0,5 м
3. По четкой волнистой обохренной границе залегает суглинок бурый, макропористый, ожелезненный, с высоким содержанием растительного детрита (обломки стволов диаметром до 3 см) — отложения болота (мон. 64). С высоты 2,5 м появляются линзочки бурого песка и суглини, и с высоты 3,3 м суглинок переходит в бурую линзовидно-слоистую супесчаную толщу. Общая мощность 3,3 м
4. Почвенно-растительный слой. Мощность 0,1 м

В межгривных понижениях в маломощных выклинивающихся концах линз старичных суглинков часто встречаются отложения торфа, перекрытые бурыми суглинками. Кроме того, почти повсеместно в

межгрядных понижениях на бурых суглинках пойменных фаций залегают торфяник или бурый болотный суглинок, обогащенный растительным детритом — отложения типа вторичных водоемов поймы. При прослеживании к гривам торфяники и болотные суглинки постепенно переходят в гумусированные суглинки почвенно-растительного слоя.

Участки основных пойменных массивов, причлененных к более древним террасам или к коренному склону долины, имеют поразительно однообразное строение. Нами изучены подобные массивы в районе г. Новосибирска (устье Ини), сел Кожевниково, Молчаново, Коломино, Карга.

Участки поймы, прилегающие к террасе или коренному склону долины, в основании своих разрезов сложены старичными отложениями (слоистыми суглинками затона, макропористыми глинами озера и торфом). Верхние горизонты представлены отложениями пойменных фаций, которые в свою очередь нередко перекрыты, а к склону долины замещаются делювиальными супесчаными и песчаными отложениями. С удалением от террасы разрез постепенно изменяется. Нижний горизонт чаще всего по-прежнему представлен старичными суглинками и глинами. Лишь изредка из-под него выходят пески прирусловых отмелей. Торфяной горизонт постепенно замещается бурым болотным суглинком, часто гумусированным (погребенная почва). Верхние горизонты представлены глинистыми отложениями внутренней зоны поймы и вторичных водоемов. Для подобных участков поймы, таким образом, характерно двухчленное строение — старичные темно-серые суглинки — бурые суглинки пойменных фаций.

В качестве примера приведем участок поймы в районе д. Карга — с. Усть-Тым. В районе с. Карга пойма примыкает к левобережному «материку». В настоящее время этот пойменный массив (притеррасная часть поймы) сильно заболочен, изрезан многочисленными ложбинами типа мелких стариц. Разрез поймы на участке примыкания представлен в основании темно-серыми суглинками старичного облика с горизонтом торфа в верху слоя и бурыми болотными суглинками в верхней части поймы.

Вниз по реке, с удалением от «материка», в основании поймы появляется песок — отложения прирусловой отмели. В этом случае горизонту торфа в разрезе соответствует слой гумусированного суглинка.

В 200 м ниже с. Карга на подмываемом участке поймы вскрывается следующий разрез:

1. На урезе воды песок буровато-серый, тонкозернистый, слабо заиленный с прослоями бурого суглинка и гнездами серого хорошо отсортированного песка. Видимая мощность	1,0 м
2. Суглинок темно-серый, мелкокомковатый, макропористый, вверху слабо гумусированный. Мощность	1,2 м
3. Суглинок бурый мелкокомковатый, сильно ожелезненный, с обилием растительного детрита — болотная фация (обр. 63). Мощность	2,0 м

Характерными особенностями этого участка поймы являются:

1. Сравнительно небольшая высота поймы (4,0—4,5 м).
2. Преобладание в разрезе глинистых отложений.
3. Присутствие торфяника в виде линз различной протяженности.
4. Отсутствие наложенных прирусловых фаций аллювия.

Ниже по реке в 5 км от с. Карга высота поймы увеличивается до 5 м, характер же разреза остается прежним. Обращает на себя внимание пространство на больших площадях нижнего члена разреза — темно-серых суглинков и глин старичного облика. По всей вероятности, они формировались в обширных по площади водоемах, присущих наиболее широкому участку долины Оби. Породы старичного облика лежат в основном на отложениях прирусловых отмелей и обычно их подошва уходит ниже

меженного уреза воды в реке, т. е. это образования, формирование которых происходит в отшнурованных староречьях.

Изучение отложений поймы Оби показывает, что в ее строении принимают участие три группы фаций аллювия: русловая, пойменная и старичная. В дальнейшем сохраним за ними названия: макрофации русла, поймы и стариц (Абрамов, 1957), что соответствует часто применяемым терминам русловый аллювий, пойменный аллювий, старичный аллювий. Каждая из выделенных макрофаций характеризуется вполне определенной физико-географической обстановкой осадконакопления и своеобразными условиями существования осадка.

Макрофа́ция русла

Отложения макрофации русла по результатам бурения (см. рис. 27—28) достигают мощности 20 м. Среди этих отложений четко выделяются три горизонта: в основании галечник с гравийным и песчаным заполнителем, в средней части песок среднезернистый и в верхней части песок мелкозернистый.

Исходя из литологического состава и условий залегания отложений русла, фациальное расчленение их принимаем по схеме, разработанной ранее (Горецкий, 1947, 1964; Абрамов, 1957), т. е. выделяем базальную фацию, фацию собственно русловую с субфацией заиляющихся плесов и фацию прирусловых отмелей с субфацией заиляющихся прирусловых отмелей (рис. 41).

Базальная фация, или фация размыва, представлена песчано-гравийно-галечниковыми породами. Залегает на породах ложка долин. Мощность непостоянная, изменяется от 0 до 0,5 м. На отрезке долины Томского Приобья мощность базальной фации иногда достигает 9,2 м. Состав отложений фации представлен 20% гальки, 50—70% гравия, 20—50% разнозернистого песка. Галька и гравий хорошо окатаны, имеют пластинчатую форму. Петрографический состав представлен 30—50% кремнистых пород и 50—70% темных осадочных и метаморфических выветрелых пород.

Собственно русловая фация представлена в основном крупно- и среднезернистыми песками и линзами мелко- и тонкозернистых песков. Гравий и галька содержатся в виде отдельных редких зерен и небольших линз. Мощность русловой фации Оби наибольшая среди всех остальных фаций аллювия и достигает 15 м.

Отложения фации прирусловых отмелей были исследованы непосредственно в естественных разрезах поймы по скважинам и шурфам. Отложения этой фации характеризуются преимущественно песчаным составом, довольно хорошей сортировкой и правильной текстурой. Характерной особенностью для этой фации является диагональная слоистость, обусловленная «дюнной» формой волочения донных осадков. Фация прирусловых отмелей Оби представлена современными образованиями, формирование которых идет в настоящее время, и образованиями, перекрытыми другими фациями поймы.

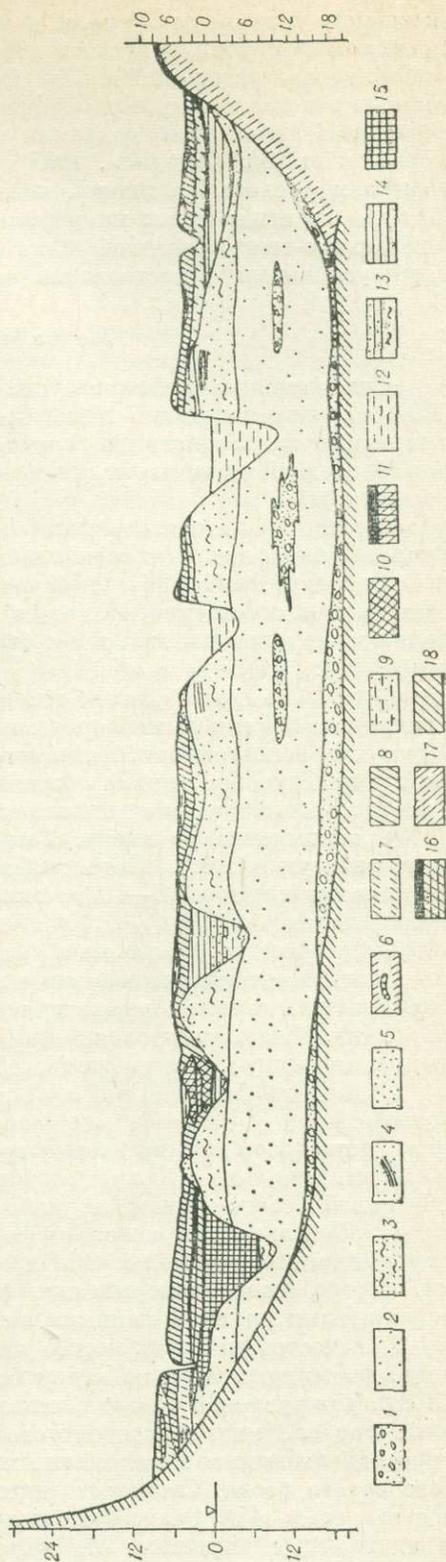
В качестве примера можно привести современную прирусловую отмель, формирующуюся на левом берегу Оби напротив д. Усть-Старицы. Высота прирусловой отмели составляет 1,0 м от уровня воды в реке. Сложена она слоями мелкозернистого желто-серого песка мощностью 2 см, переслаивающимися с маломощными (1—3 мм) прослойками тонкозернистого серого песка. Слоистость диагональная, угол наклона к горизонту составляет до 45°. Разрез, сделанный вдоль песчаной волны, позволяет увидеть иное строение ее, а именно: нижняя часть отмели имеет

диагональную слоистость, похожую на мультислойную, а верхняя часть (более молодая отмель) — горизонтальную слоистость. Прирусловым отмелям фациально соответствуют многочисленные осередки, которые следует рассматривать как зачаток слившихся воедино двух прирусловых отмелей. Отложения этой фации поднимаются над урезом воды в реке на 1,5—2, реже 3 м. Общая мощность достигает 6 м. Сложена она мелкозернистыми или тонкозернистыми песками, в основном кварцевого состава.

Минералогический состав песков, определенный по 44 пробам в районе г. Новосибирска, представлен кварцем (62—89%, среднее — 77%), полевыми шпатами (4—2%, среднее 10%), слюдами (0,5—1%) и обломками эффузивных и метаморфических пород. В единичных зернах (до 10) встречается гранат, турмалин, ставролит, роговая обманка, пироксен, эпидот, ильменит, хлорит, магнетит, лимонит, апатит, циркон, пирит.

В условиях второстепенных проток Оби и всех ее притоков, а также ниже устья Томи и вдоль главного русла наблюдается процесс современного заиления прирусловых отмелей. Наиболее широко распространено заиление на низовом конце прирусловых отмелей и осередков, где мощность одногодичного наилка достигает до 15—20 см (с. Лукашкин яр).

Отложения подобного типа выделяются в субфацию периодически заиляющихся отмелей. Она включает в себя линзовидные илистые отложения, приуроченные к углублениям между прирусловыми валами, т. е. отложения «ленточной фации» Е. В. Шанпера. Это объединение двух фаций сделано на основании высокой степени сходства их отложений и близким условиям происхождения. Фация заиляющихся прирусловых отмелей образуется в понижениях между валами прирусловой отмели, а ленточная фация в углублениях прирусловых



валов, по происхождению и составу очень близких к отложениям прирусловых отмелей и являющихся как бы их продолжением. Следовательно, ленточная фация является одновозрастным продолжением субфации заиляющихся прирусловых отмелей. По своему происхождению эта фация занимает промежуточное положение между макрофациями руслового и пойменного аллювия.

Макрофация поймы

В пределах поймы Среднего Приобья, как сказано выше, выделяются три зоны осадконакопления: прирусовая, центральная и притеррасная.

В прирусловой зоне поймы формируются две фации — фация первичных прирусловых валов и фация наложенных прирусловых валов.

Фация первичных прирусловых валов представлена мелко- и тонкозернистыми кварцевыми песками. По составу и происхождению эта фация очень близка к отложениям прирусловых отмелей, с которыми она связана тесными переходами, являясь промежуточным образованием между собственно пойменным и русловым аллювием. Отличается от нижележащего руслового аллювия характерной линзовидно-плойчатой слоистостью. Надежным критерием для выделения этой фации является участие прирусловых валов в формировании ядер грив поймы. Мощность отложений составляет 0,5—1,5 м.

Фация наложенных прирусловых валов представлена тонкозернистыми песками, отличается от первичной фации повышенным содержанием пылеватых и глинистых частиц. Пески этой фации развиты на подмываемых берегах, чаще в межгривных понижениях, где они перекрывают суглинистые отложения других пойменных фаций. Мощность песков изменяется от нескольких сантиметров до 1,5 м. Эти две фации выделены Е. В. Шанцером (1951).

В центральной зоне поймы прекращается формирование фаций: окраинных зон центральной поймы, внутренних зон центральной поймы и фаций вторичных водоемов.

Фация окраинных зон центральной поймы представлена бурыми горизонтально- и линзовидно-слоистыми суглинками и супесями, зачастую с маломощными прослоями песков. В вертикальном разрезе поймы отложения этой фации перекрывают отложения фации первичных прирусловых валов. В плане они развиты вдоль зоны развития прирусловых валов, окаймляя последние со стороны поймы. Быстрое накопление осадка предопределяет отсутствие хорошо выраженного гумусового горизонта почвы, так как в зону почвообразования включаются каждый год все новые и новые осадки. Мощность отложений этой фации составляет 0,5—2,0 м.

Рис. 41. Схема соотношения фаций аллювия Средней Оби.

Русловая макрофация: 1 — галечник с песчаным заполнителем (фация базальная или фация размыва); 2 — пески разнозернистые и среднезернистые (собственно русловая фация); 3 — пески мелкозернистые, однородные (фация прирусловых отмелей); 4 — пески мелкозернистые с прослоями суглинков (субфация заиляющихся прирусловых отмелей).

Пойменная макрофация: 5 — пески мелкозернистые и тонкозернистые (фация первичных прирусловых валов); 6 — супеси, пески светло-бурые (фация притеррасной части поймы); 7 — супеси и суглинки бурые, линзовидно-слоистые и скрытослоистые (фация окраинных зон центральной части поймы); 8 — суглинки бурые, тяжелые неслоистые (фация внутренних зон центральной части поймы); 9 — пески тонкозернистые, пылеватые (фация наложенных прирусловых валов); 10 — глины темно-серые, пастобразные (субфация собственно вторичного водоема); 11 — глина бурая с торфом (субфация отмирания вторичного водоема); 12 — суглинки темно-серые и желто-бурые оторфованные (фация вторичных водоемов поймы).

Старичная макрофация: 13 — темно-серые заиленные пески, супеси с линзами суглинков (фация затона); 14 — суглинки темно-серые, макропористые (фация озера); 15 — глины темно-серые, заиленные, пастобразные (гитты, субфация изолированного озера); 16 — глины бурые и торфяники (фация болотная); 17 — породы I надпойменной террасы; 18 — коренные породы ложа и бортов долины.

Фа́ция внутренних зон центральной поймы представлена бурыми тяжелыми суглинками и глинами, слагает с поверхности всю внутреннюю часть пойменного массива. Суглинки и глины этой фации обычно макропористые, мелкокомковатые, по поверхности комочков и стенкам макропор окрашены в красно-бурый цвет окислами железа, с повышенным содержанием растительного детрита. В суглинках довольно часто встречаются раковины пресноводных гастропод. Присутствие гастропод и внешний вид бурых заиленных суглинков свидетельствуют о том, что они образовались в мелких по глубине, больших по площади временных озерных водоемах поймы, существовавших лишь в период паводка. Наличие в суглинках раковин гастропод можно объяснить расселением их из вторичных постоянно существующих водоемов поймы во время половодья. Верхний горизонт бурых суглинков обычно гумусирован и представляет собой почвенный слой, зачастую погребенный под песчаными отложениями фации наложенных прирусловых валов. Отложения фации внутренней зоны поймы залегают чаще всего на осадках старичной макрофации и отложениях фации окраинных зон центральной поймы. Наибольшее распространение они имеют в крупных пойменных разрезах (сел Кожевниково, Молчаново, Карга, Вертикос). Мощность отложений этой фации составляет 1—4 м.

Отложения фации внутренней зоны центральной поймы связаны постепенными переходами с отложениями постоянных вторичных водоемов поймы — озер и болот. Зачастую водоемы подобного типа встречаются и в зоне поймы, прилегающей к террасам и склонам долины. Осадки этих водоемов представлены темно-бурыми, бурыми суглинками и торфом.

Нижние горизонты обычно представлены темно-серыми глинами, характеризующимися иногда чрезвычайно большой оглеенностью и илистостью. Эти темно-серые глины и углинки пастообразные, с редкими включениями торфяной трухи, имеют раковистый излом. После высушивания породы приобретают светло-серый цвет, происходит очень большая усадка образцов и сами они становятся очень крепкими, цементированными. Эти глинистые образования, содержащие большое количество органических коллоидов, по своим свойствам соответствуют гиттии (обн. 20, см. рис. 38), сформированной в изолированных старичных водоемах.

Верхние горизонты представлены торфом, залегающим на темно-серых суглинках, или бурыми суглинками. Суглинки характеризуются высоким содержанием окислов железа (что придает им яркий красно-бурый цвет) и комковатой текстурой.

Глинистые отложения фации вторичных водоемов существенно отличаются от остальных отложений поймы по физическим свойствам (см. табл. 10—11). По всей вероятности, породы этой фации формируются в изолированных от рек водоемах, в которые паводковые воды заходят редко, а если и заходят, то существенно не влияют на осадконакопление.

В отложениях этой фации мы выделяем две субфации, отличающиеся друг от друга по макроскопическим признакам: субфацию собственно вторичного изолированного водоема, отложения которого представлены темно-серыми пастообразными глинами и суглинками, и субфацию отмирания вторичного водоема — болотную, представленную темно-бурыми комковатыми суглинками и глинами. Отложения этих субфаций характеризуются близкими значениями показателей физических свойств и зачастую отложения первой сменяются отложениями второй в вертикальном разрезе (обн. 20, 15). Характерной особенностью этих водоемов является высокая плотность биомассы, которая при отмирании насыщает водоем органическими коллоидами. Отложения вторичных водоемов тесно связаны постепенными переходами в плане поймы с осадками фации внутренних

зон центральной поймы. Своеобразие отложений этих водоемов вызывает необходимость выделения фации вторичных водоемов поймы, занимающей по условиям осадконакопления промежуточное положение между пойменным и старичным аллювием.

Притеррасная пойма — та часть поймы, где процесс осадконакопления в значительной степени определяется сносом материала с террасы. Здесь формируются отложения притеррасной фации.

Фа́ци́и притеррасной поймы при строении поймы с повышенной притеррасной (зоной) распространены довольно широко. В ее составе большое значение приобретает прибортовой делювий, представленный обычно легкими пылеватыми суглинками с прослоями мелко- и тонкозернистых песков. В суглинках часто встречаются маломощные прослои полуразложившегося растительного детрита. Отложения этой фации тесно переплетаются, переслаиваясь, с различными фациями пойменного аллювия, окаймляя последние в прибортовых участках пойменных террас, примыкающих к более высокому склону. Мощность отложений этой фации обычно не превышает 2,0 м.

Макрофация старичного аллювия

Отложения старичной макрофации формируются в водоемах, возникших в результате отделения от русла реки некоторых ее участков: отшнуровывание крупных проток, меандровых излучин, отделение от русла небольших заводей и озер. Исходя из стадийного развития старичного водоема, из макрофации старичного аллювия выделяются фации: затона, озерная и болотная (Шацнер, 1951).

Фа́ци́я за́тона формируется в водоемах, имеющих постоянную связь с основным руслом. Представлена супесями, суглинками темно-серого цвета, переслаивающимися с заиленными серыми тонкозернистыми песками. Слоистость горизонтальная. Нижняя граница четкая. В основании всегда залегают русловые отложения. В естественных разрезах отложения этой фации обнажаются очень редко. Видимая мощность до 1,0 м.

О́зере́ная фа́ци́я залегают на отложениях фации затона без резких границ или на отложениях фации прирусловых отмелей с четким нижним контактом. Отложения озерной фации в разрезе поймы Оби распространены, очень широко, особенно ниже устья Чулыма. Представлены темно-серыми, богатыми органическими веществами глинами и суглинками. Иногда отмечается горизонтальная слоистость за счет тонких прослоев тонкозернистого песка. Чаще же отложения однородные, без слоистости, с редкими макропорами и высоким содержанием растительного детрита (тонкорассеянной растительной трухи). Характерными признаками отложений служат их сероводородный запах и пятна вивианита. Общая мощность отложений этой фации составляет 10—12 м, видимая мощность над уровнем воды не превышает 3 м.

В случае формирования озерных отложений в изолированных водоемах образуются гиттиеобразные отложения, существенно отличающиеся от отложений фации озера по макроскопическим и инженерно-геологическим свойствам. Исходя из этого, мы выделяем субфацию изолированных стариц.

Бо́лото́ная фа́ци́я, или фа́ция отмирания старичного водоема, представлена темно-бурыми торфяниками, обогащенными растительным детритом, болотными суглинками. Образуется в результате зарастания старичного водоема болотной растительностью. Мощность осадков этой фации в разрезе поймы иногда достигает 2—2,5 м. Залегают обычно на темно-серых суглинках озерной фации. Наиболее развиты отложения этой

фации в разрезах поймы ниже устья Чулема. Перекрываются обычно отложениями притеррасной фации и фации внутренних зон центральной поймы.

Распределение выделенных фаций в строении поймы Оби неодинаково: на разных отрезках долины реки преобладающее значение приобретает то одна группа фаций, то другая. При этом, как указано выше, большое значение имеет характер строения поймы и, следовательно, тип формирования поймы.

Растительный покров в голоцене. Судить об изменении растительного покрова за время формирования пойменных отложений голоцена позволяет в некоторой степени собранный материал по Кеть-Тымскому Приобью (Стрикова, 1962) и в районе г. Новосибирска.

Методом спорово-пыльцевого анализа нами были исследованы разрезы поймы (вскрывающиеся выше уреза воды в реке), расположенные в устье Ины (левый приток Оби), в районе пос. Кордон (Кудряшовский бор) и у обнажения Красный Яр (с. Мочище в 18 км к северу от г. Новосибирска) (Букреева, Вотах, Черноусов, 1966).

Первый разрез вскрывает строение поймы, прислоненной к островному участку первой надпойменной террасы.

Разрез поймы представлен (сверху вниз):

1. Супесь светло-бурая, макропористая, с характерной плоччато-волнистой слоистостью, близкой к горизонтальной (фация наложенных прирусловых валов). Мощность 1,3 м
2. Линза бурого макропористого суглинка, имеет четкую нижнюю границу (фация вторичного водоёма). Мощность 0,5 м
3. Суглинок бурый, болотный, постепенно переходит в черный оторфяненный, с обилием растительного детрита. Черный суглинок характеризуется макропористой структурой и мелкокомковатой текстурой. Мощность... 0,8—1,2 м
4. Суглинок бурый, макропористый, пластичный, с обилием раковин пресноводных моллюсков, представляющий собой отложение фации внутренней зоны центральной поймы. Мощность 1,8 м

Диаграмма по общему составу пыльцы и спор (рис. 42), составленная для этого разреза, разделяется на три части. Нижняя часть (слой 4) характеризуется преобладанием пыльцы древесных пород, средняя (слои 3—2) — травянистых растений, а в верхней части (слой 1) сумма пыльцы

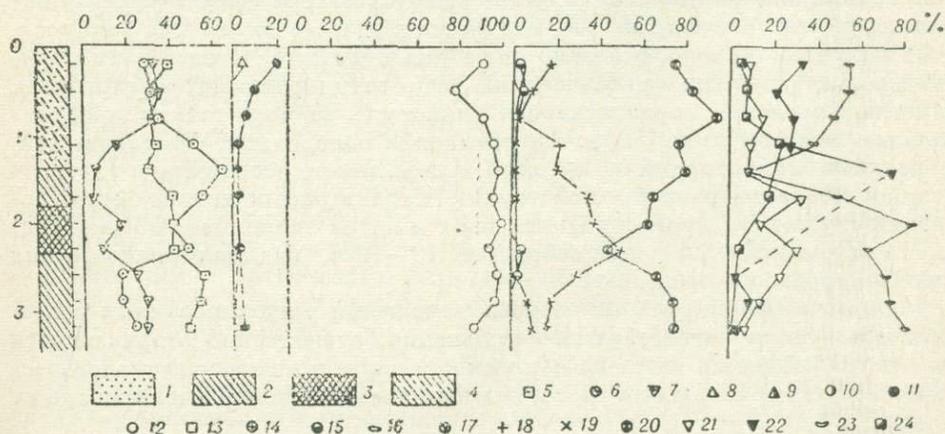


Рис. 42. Спорово-пыльцевая диаграмма поймы Оби (левый берег Ины в 3 км выше ее устья).

1 — песок; 2 — суглинки; 3 — суглинки оторфяненные; 4 — супеси; 5 — сумма пыльцы древесных пород; 6 — сумма пыльцы травянистых растений и кустарничков; 7 — сумма спор; 8 — сль; 9 — пихта; 10 — сибирский кедр; 11 — сосна обыкновенная; 12 — береза древовидная; 13 — ольха; 14 — ива; 15 — злаки; 16 — осоковые; 17 — вересково-цветные; 18 — полыни; 19 — лебедовые (маревые); 20 — разнотравье; 21 — зеленые мхи; 22 — сфагновые мхи; 23 — циперитниковые; 24 — плауновые.

древесных пород приближается к количеству пыльцы травянистых растений. Общий тип спектров лесостепной. На диаграмме показано абсолютное преобладание пыльцы березы среди пыльцы других древесных растений (до 98%). Только в спорово-пыльцевых спектрах из верхней части отложений пыльца сосны составляет 2%, а пыльца ели 5%. Разнообразный состав пыльцы травянистых растений, среди которой отмечена в большом количестве пыльца полыней и других сложноцветных, лебедовых, злаков и разнотравья, указывает на наличие открытых степных пространств, которые, возможно, занимали лишь водоразделы.

Судя по данным анализа, формирование изученных осадков происходило во время развития только одной фазы растительности — березовой лесостепи. Смена фаз растительности, зафиксированная по двум следующим разрезам, здесь отсутствует. Это может быть объяснено сравнительной молодостью исследуемых отложений, формирование которых по времени соответствовало верхним двум третям остальных изученных разрезов.

Разрез пойменных отложений у пос. Кордон (Кудряшовский бор) изучен по скважине, которая заложена на левобережном пойменном массиве в заболоченной старице Оби, на северо-западной окраине Кудряшовского бора. Старица покрыта зарослями тростника, а на песчаных дюнах на поверхности первой надпойменной террасы растет сосновый бор с примесью березы и осины.

Скважиной вскрыты (сверху вниз):

1. Почвенно-растительный слой, заболоченный (кочкарник). Под этим слоем залегает слой торфа мощностью до 5 м.
2. Бурый болотный суглинок с обилием растительного детрита мощностью до 1 м.
3. Бурый суглинок без резкого контакта переходит в серый макропористый суглинок старичного облика мощностью до 2 м. В этом разрезе слой первый и второй представляют собой отложения болотной фации, а третий — фацию озера. Общая мощность болотно-старичных отложений достигает 8 м.

Состав спор и пыльцы, полученный при спорово-пыльцевом анализе данного разреза, характеризуется господством пыльцы древесных пород (от 56 до 79%), за исключением спектров, полученных из трех образцов из основания разреза (глубина 5,3—5,9 м), где пыльца травянистых растений содержится в большем количестве, чем пыльца древесных. Судя по спорово-пыльцевым спектрам, отложения, залегающие в интервале глубин 5,2—5,9 м, формировались во время существования сосново-березовых лесов (преобладала береза) с широко развитым травянистым покровом. Пыльца березы в этом интервале дает максимум (от 52 до 72%), количество пыльцы сосны меньше (от 17 до 40%). В спорово-пыльцевых спектрах образцов из основания разреза пыльца травянистых представлена в основном осоковыми, а споры — спорами папоротников и зеленых мхов. Такой состав спектров свидетельствует о наличии влаголюбивой растительности и, следовательно, о более влажном климате.

Вверх по разрезу (глубина 5,7—5,2 м) спорово-пыльцевые спектры отражают изменение растительности в сторону ксерофитизации (на максимум пыльцы березы приходится максимум пыльцы полыней, а количество пыльцы осоковых несколько уменьшается). В этом же горизонте определена пыльца рода *Ephedra*. Ее присутствие указывает на наличие открытых степных пространств и увеличивающуюся сухость почв. Возможно, что в этой части диаграммы отражен отрезок времени, когда в исследуемом районе поселилась сначала береза, а затем сосна, которая с появлением покрова песчаных дюн вытеснила березу и заняла господствующее положение.

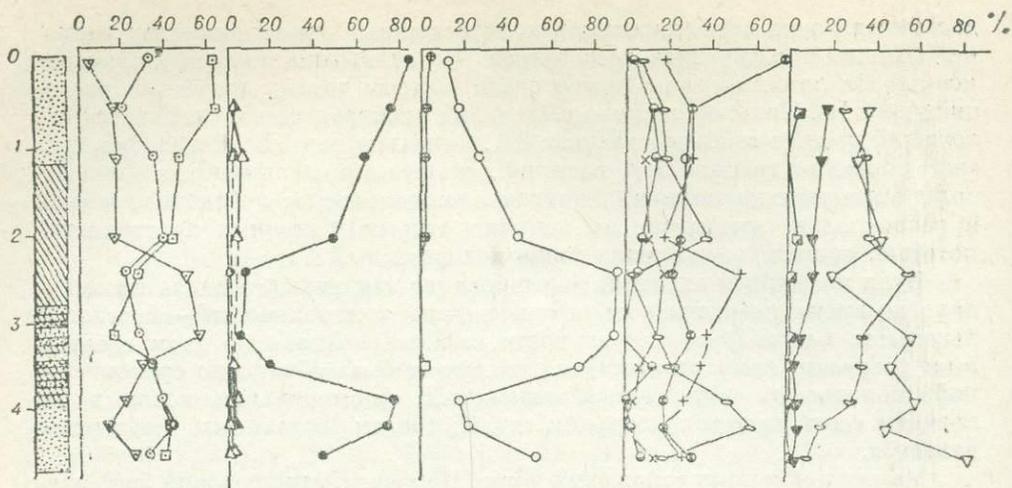


Рис. 43. Спорово-пыльцевая диаграмма поймы Оби у обнажения Красный яр (с. Мочище). Условные обозначения см. на рис. 42.

Все отложения в интервале 0,30—4,9 м содержат спорово-пыльцевые спектры только лесного типа. Кривая пыльцы сосны выходит на первое, а пыльца березы занимает второе место. Постоянно присутствует в спектрах пыльца кедровой сосны. Содержание пыльцы сосны обыкновенной все время колеблется от 52 до 76%, березы — от 16 до 32%, кедра — от 3 до 18%, пыльца ели, пихты, лиственницы, ивы и ольхи присутствует постоянно (в единичном количестве) по всему разрезу. Состав пыльцы травянистых растений также почти не изменяется в этом интервале. Она в основном представлена пыльцой осоковых, в меньшем количестве присутствует пыльца полыней, злаков, лебедовых, сложноцветных и разнотравья. Из спор наиболее часто встречаются споры зеленых мхов, единично отмечаются споры папоротников и сфагновых мхов.

Третий разрез изучен в районе обнажения Красный яр (с. Мочище). Анализировались образцы, взятые в 300 м от нижнего (по течению реки) конца обнажения, где в пойме сверху вниз обнажаются:

- | | |
|---|-------|
| 1. Почвенно-растительный слой, супесчаный, мощностью | 0,1 м |
| 2. Песок тонкозернистый, пылеватый, с пloyчато-волнистой слоистостью—отложения фации наложенных прирусловых валов, мощностью | 1,2 м |
| 3. Суглинок бурый, сверху гумусированный, с корнями растений; внизу с неправильными линзами песка — отложения притеррасной фации, мощностью | 1,6 м |
| 4. Тонкое переслаивание суглинков, песков и супесей (отложения фации окраинных зон центральной поймы), мощностью | 1,2 м |
| 5. Песок серый, разнозернистый, с гравием и галькой и крупными обломками древесины, мощностью | 0,4 м |

Данные спорово-пыльцевого исследования по этому разрезу сведены в диаграмму (рис. 43). Соотношение суммы пыльцы древесных и травянистых растений, а также спор позволяет разделить диаграмму на три части. Четыре спорово-пыльцевых спектра из нижней части разреза относятся к лесостепному типу, четыре спектра из верхней части разреза — к лесному. Слои на глубине 2,4—3,1 м характеризуются спектрами промежуточного состава, где пыльца древесных и травянистых растений встречается примерно в равном количестве, но увеличивается значение спор. Нижняя часть разреза (слои 4, 5) формировалась в период развития березово-сосновых лесов, средняя его часть (слой 3) образовалась при широком распро-

странении березовых лесов (максимум на диаграмме до 91%) и, наконец, верхняя часть (слой 2, 1) разреза формировалась в условиях, когда могли развиваться такие сосновые леса, которые растут и в настоящее время.

Диаграмма, характеризующая эти отложения, хорошо сопоставляется с диаграммами, приведенными М. И. Нейштадтом (1957) для позднеголоценовых отложений (H_{14}) лесостепного района Западно-Сибирской низменности. Общим является господство пыльцы сосны и березы. Довольно значительно количество пыльцы полевой. Содержание пыльцы ели очень невелико и не превышает 6%. Пыльцевые зерна пихты встречаются редко, в некоторых спектрах совсем отсутствуют.

Поскольку абсолютный возраст позднего голоцена, по М. И. Нейштадту, исчисляется 0—2500 лет, формирование изученных нами разрезов началось примерно 2500 лет тому назад или несколько позднее.

У верхнего (по течению реки) конца обнажения Красный яр, из верхней части разреза пойменных отложений, В. А. Николаевым была собрана семенная флора, которая, по заключению П. А. Никитина (Николаев, 1962б), отвечает суббореальной фазе голоцена (3000—5000 лет до нашей эры). Следовательно, исследованные нами разрезы в возрастном отношении моложе, чем пойма, в которой найдена и определена семенная флора.

В результате палинологического изучения разрезов пойменных отложений было установлено, что формирование их происходило при смене трех фаз в развитии растительности (снизу вверх):

- I — березово-сосновых лесов;
- II — березовых лесов;
- III — сосновых лесов с примесью березы.

Наиболее полно эти три фазы представлены на диаграмме, полученной по разрезу поймы у с. Мочище (Красный яр). По-видимому, формирование пойменных отложений в этом районе началось несколько раньше. Разрез пойменных отложений в районе Кудряшовского бора в общих чертах повторил разрез пойменных отложений у Красного яра. Однако I фаза представлена менее полно, формирование большей части отложений происходило в течение III фазы развития растительности. В разрезе поймы р. Ини отсутствуют осадки, соответствующие I фазе развития растительности. Следовательно, отложения ее более молодые по сравнению с пойменными отложениями у с. Мочище (Красный яр) и у пос. Кордон (Кудряшовский бор).

Физико-механические свойства глинистых отложений поймы

В настоящей работе инженерно-геологические свойства определялись только для глинистых отложений выделенных фаций (табл. 6).

Гранулометрический состав. По гранулометрическому составу глинистые отложения поймы классифицируются в основном как суглинки и лишь изредка как глины. Обращает на себя внимание, что все отложения имеют повышенное содержание пылеватых частиц.

Отложения фации затона содержат в своем составе 9—24% глинистых, 55—74% пылеватых и 7—36% песчаных частиц. Среди пылеватых фракций преобладающее значение имеют фракции крупной пыли (0,05—0,01 мм), ее содержание составляет 37—54% от общего состава породы. Из песчаных преобладает тонкопесчаная фракция 5—18%.

Отложения озерной фации генетически тесно связаны с отложениями фации затона, поэтому и гранулометрический состав их близок между со-

Показатели состава и пластических свойств

глинистых отложений поймы Оби

Фация	Зона поймы	№ п. п.	Характеристика породы, место отбора образцов	О-образец N-монолит	Положение образцов от уреза воды в реке, м	Гранулометричес-			кий состав, %		Показатели пластичности			Активность глинистой фракции	Показатель гидрофильности	
						0,25 — 0,10	0,10 — 0,05	0,05 — 0,01	0,01 — 0,005	< 0,005	Верхний предел	Нижний предел	Число пластичности			
З а т о н	III	1	Суглинок серый, с тонкими прослоями тонкозернистого песка, с. Могочино, обн. 19	O-86	1,20	8	10	48	18	16	34,2 — 32,9 33,5	20,6 — 18,9 19,8	15,3 — 12,3 13,7	0,86	2,09	
	II	2	Глина темно-серая, тонкослоистая, с. Могочино, обн. 18	O-84	0,50	—	—	—	—	—	42,7 — 39,7 41,1	22,3 — 20,5 21,5	21,6 — 18,1 19,6	—	—	
	II	3	Суглинок темно-серый, слоистый, протока Ягодная, обн. 17	O-80	0,30	8	13	43	22	14	44,8 — 38,2 41,2	27,5 — 23,4 25,3	17,8 — 13,2 15,9	1,13	2,94	
	II	4	Суглинок темно-серый, с линзочками супеси и растительного детрита. устье Матьянги, обн. 14	O-74	0,50	18	18	44	11	9	35,6 — 28,1 32,0	22,6 — 20,0 21,4	13,9 — 5,5 10,6	1,18	3,56	
	II	5	Суглинок серый, тонкослоистый, с растительным детритом, протока Миля, обн. 2	O-54	0,30	2	5	54	20	19	42,0 — 39,2 40,1	27,7 — 22,6 24,4	19,4 — 13,0 15,7	0,83	2,15	
О а е р о	III	6	Глина темно-серая, макропористая, с тонкорассеянными фитодетритом и пятнами виванита, с. Молчаново, обн. 24	O-103	0,80	0	10	39	29	22	41,0 — 38,9 40,1	21,7 — 17,4 20,3	21,5 — 18,6 19,8	0,90	1,82	
	III	7	Глина серая макропористая, мелкокомковатая, с. Коломино, обн. 17а.	O-83	1,65	2	8	39	26	25	45,3 — 41,9 43,4	24,2 — 21,0 22,5	22,6 — 18,6 20,9	0,84	1,73	
	III	8	Суглинок светло-серый, макропористый, комковатый, протока Нярга, обн. 16	M-67	2,00	16	17	30	19	18	37,4 — 34,9 36,3	19,9 — 19,2 19,5	18,0 — 15,7 16,8	0,94	2,00	
	III	9	Суглинок темно-серый, макропористый, с фитодетритом, с. Уртам, обн. 27	M-13	0,90	4	21	42	18	15	36,4 — 35,4 35,9	25,8 — 23,2 24,2	12,5 — 10,0 11,7	0,78	2,40	
	II	10	Суглинок темно-серый, с фитодетритом, о. Сафронов, обн. 22	O-99	0,70	4	12	58	15	11	39,6 — 35,8 38,0	24,4 — 22,5 23,3	15,7 — 12,5 14,7	1,34	3,45	
	II	11	Суглинок темно-серый, комковатый, с. Мизуркино, обн. 12	O-67	0,30	—	—	—	—	—	—	34,5 — 32,6 33,9	21,5 — 20,0 20,9	13,4 — 12,6 13,0	—	—
	II	12	Глина серая, макропористая, с обильным содержанием фитодетрита, протока Ягодная, обн. 17	O-81	2,70	0	11	51	20	18	51,8 — 36,9 42,9	28,0 — 23,6 25,7	24,0 — 12,7 17,2	0,96	2,38	
	II	13	Суглинок серый макропористый, с фитодетритом, с. Нарым, обн. 13	M-61	1,35	7	11	47	18	17	40,0 — 35,9 37,9	23,0 — 20,7 21,9	17,8 — 14,9 16,0	0,94	2,22	
	II	14	Глина серая, макропористая, с фитодетритом и кристаллами виванита, с. Нарым, обн. 13	O-70	2,80	9	13	30	26	22	38,9 — 36,4 37,6	21,0 — 18,8 19,5	20,1 — 15,4 18,1	0,83	1,70	
	I	15	Суглинок серый, комковатый, с. Вертикос, обн. 2а	O-51	1,20	7	10	56	14	13	43,6 — 38,8 41,0	33,2 — 22,1 25,5	19,4 — 8,8 15,5	1,20	3,15	
	I	16	Суглинок серый, макропористый, с фитодетритом, с. Вертикос, обн. 3.	O-56	1,15	—	—	—	—	—	—	43,0 — 32,7 37,7	24,6 — 21,7 22,5	21,3 — 10,3 15,2	—	—
III	17	Глина темно-серая, пастообразная, с фитодетритом, с. Молчаново, обн. 23	O-101	0,40	5	9	23	33	30	59,7 — 55,7 58,2	27,6 — 23,2 25,6	34,1 — 31,4 32,6	1,09	1,95		

Фация	Зона поймы	№ п.п.	Характеристика породы, место отбора образцов	Образец О — монолит М —	Положение образцов от уреза воды в реке, м	Гранулометрический			состав, %		Показатели пластичности			Активность глинистой фракции	Показатель гидрофильности	
						0,25 — 0,10	0,10 — 0,05	0,05 — 0,01	0,01 — 0,005	0,005	Верхний предел	Нижний предел	Число пластичности			
Изолированное озеро	III	18	Глина темно-серая, с фитодетритом и виванитом, с. Коломино, обн. 17а	О—82	0,60	9	10	26	28	27	54,0 — 46,6 49,8	28,2 — 22,1 25,8	26,2 — 18,8 24,0	0,89	1,85	
	II	19	Глина серая, пастообразная, с фитодетритом, с. Нарым, обн. 13	О—69	0,50	8	9	37	23	23	55,8 — 47,7 52,1	30,8 — 25,7 28,5	27,0 — 18,2 23,6	1,00	2,26	
	I	20	Глина серая, пастообразная, с фитодетритом, с. Мизуркино, обн. 12а	М—60	0,70	—	—	—	—	—	—	71,5 — 67,1 68,8	36,6 — 32,1 34,1	37,3 — 30,5 34,7	—	—
Б о л о т о	III	21	Глина бурая с обильным фитодетритом, с. Молчаново, обн. 23	О—102	1,60	3	14	49	18	16	41,0 — 40,3 40,7	21,7 — 20,6 21,2	20,1 — 18,9 19,5	1,22	2,54	
	III	22	Суглинок бурый, макропористый, с фитодетритом, устье р. Тым — с. Карга, обн. 6	О—61	1,60	5	10	56	15	14	42,2 — 37,7 40,1	25,0 — 22,2 24,0	20,0 — 15,2 16,1	1,15	2,86	
	III	23	Глина бурая, макропористая, с гнездами торфа, с. Карга, обн. 9	О—63	2,50	5	11	53	16	15	42,3 — 39,2 40,2	24,9 — 22,3 23,2	19,9 — 15,4 17,0	1,13	2,67	
	III	24	Суглинок бурый, макропористый, комковатый, с. Могочино, с. Усть-Чулым, обн. 19	О—87	4,40	8	10	51	16	15	36,1 — 34,4 35,4	20,3 — 18,7 19,5	16,5 — 15,2 15,9	1,00	2,35	
	II	25	Суглинок бурый, макропористый, с обильным фитодетритом, с. Нарым, обн. 13	М—62	4,10	—	—	—	—	—	—	38,0 — 36,4 37,0	21,9 — 20,6 21,2	16,9 — 14,7 15,8	—	—
	II	26	Суглинок бурый, макропористый, с крупными карманами фитодетрита, р. Матьянга, обн. 14	М—64	2,40	—	—	—	—	—	—	43,7 — 36,7 39,9	24,9 — 21,6 23,6	20,5 — 11,8 16,3	—	—
Внутренняя зона центральной поймы		27	Глина бурая, комковатая, протока Миля, обн. 3	М—56	0,80	—	—	—	—	—	43,9 — 37,9 40,7	25,3 — 21,8 23,6	18,6 — 14,9 17,1	—	—	
		28	Суглинок бурый, комковатый, с. Вертикос, обн. 2	О—52	2,55	17	19	39	13	12	36,6 — 32,8 35,1	23,7 — 21,8 23,1	14,1 — 9,9 12,0	1,00	2,9	
		29	Глина бурая, с обильным фитодетритом, о. Сафронов, обн. 22	О—98	2,30	7	17	42	18	16	41,2 — 38,6 39,8	23,5 — 21,5 22,6	18,1 — 16,3 17,2	1,07	2,5	
		30	Суглинок бурый, макропористый, с. Киреевское, обн. 25	М—80	0,70	10	12	51	19	8	—	—	—	—	—	
		31	Суглинок бурый, макропористый, г. Новосибирск, обн. 27	О—141	1,10	25	25	29	14	7	35,0 — 31,2 33,1	26,5 — 22,3 24,2	14,2 — 7,0 8,9	—	—	
		32	Суглинок бурый, макропористый, г. Новосибирск, обн. 28	О—144	2,30	21	19	38	12	10	36,1 — 32,4 34,7	28,3 — 23,0 24,3	15,2 — 8,2 10,4	—	—	
		33	Суглинок бурый, макропористый, г. Новосибирск, обн. 28	О—150	4,45	24	28	30	10	8	35,9 — 33,1 34,8	27,2 — 24,3 25,7	11,3 — 8,0 9,1	—	—	

Фация	Зона поймы	№ п. п.	Характеристика породы, место отбора образцов	О — образец М — монолит	Положение образцов от уреза воды в реке, м	Гранулометричес-		
						0,25 — 0,10	0,10 — 0,05	0,05 — 0,01
Субфация собственно вторичного водоема		34	Глина темно-серая, макропористая, комковатая, с. Кожевниково, обн. 26	М—11	1,50	—	—	—
	II	35	Глина серая, пастообразная, с фитодетритом, с. Карга, обн. 8	М—58	1,50	4	10	41
	II	36	Глина темно-серая, комковатая, с. Карга, обн. 7	М—57	0,30	4	17	27
	II	37	Глина темно-серая, с линзочками фитодетрита, с. Карга, обн. 6	О—60	0,50	5	8	37
	II	38	Глина серая, макропористая. Верхне-Колпашевский перекал, обн. 15	М—65	1,30	1	5	18
	I	39	Глина серая, с линзочками фитодетрита, с. Каргасок, обн. 11	О—66	1,50	5	12	42
I	40	Глина серая пастообразная, с фитодетритом, устье Чульма, обн. 20	О—83	1,70	2	7	32	
Субфация отмирания вторичного водоема	II	41	Глина бурая, макропористая, комковатая, с. Молчаново, обн. 24	О—104	3,00	4	6	19
	II	42	Глина бурая, с крупными макропорами, с. Карга, обн. 7	О—62	3,00	12	13	20
	II	43	Глина бурая, с обильным фитодетритом, Верхне-Колпашевский перекал, обн. 15	М—66	3,00	4	8	47
	II	44	Глина бурая, макропористая, с обильным фитодетритом, с. Молчаново, обн. 18	О—85	3,20	9	10	25
	II	45	Глина бурая, с гнездами фитодетрита, протока Нярга, обн. 16	М—68	3,80	—	—	—
	I	46	Глина бурая, макропористая, устье Чульма, обн. 20	О—89	3,50	7	8	20
	I	47	Глина бурая, с фитодетритом, с. Вертикос, обн. 3	О—55	2,30	10	11	29
	I	48	Глина бурая, макропористая, с. Мизуркино, обн. 12а	М—59	3,60	—	—	—

Примечания. 1. Значения гранулометрического состава определялись по трем анализам, показывающим среднее значение показателя. 2. Римскими цифрами указана зона поймы; I — прирусловная,

II — центральная и III — притеррасная.

бой. Отмечается лишь значительное увеличение содержания глинистой и тонкопылеватой фракции в отложениях субфации изолированных озер. Отложения фации отмирания старицы (болотной) содержат в своем составе 14—16% глинистой, 67—71% пылеватой и 15—18% песчаной фракций.

кий состав, %		Показатели пластичности			Активность глинистой фракции	Показатель гидрофильности
0,01 — 0,005	< 0,005	Верхний предел	Нижний предел	Число пластичности		
—	—	45,9 — 43,3 44,3	28,2 — 25,0 26,2	20,9 — 15,1 18,1	—	—
23	22	45,1 — 36,4 40,8	25,3 — 21,7 23,5	20,5 — 12,6 17,3	0,79	1,85
28	24	48,1 — 44,6 47,2	26,7 — 25,9 26,7	22,6 — 17,4 20,5	0,86	1,96
26	24	46,5 — 42,4 45,2	28,9 — 25,5 26,9	21,0 — 16,7 18,3	0,77	1,88
39	37	47,8 — 43,7 46,2	25,2 — 22,2 23,5	24,7 — 20,6 22,7	0,62	1,25
21	20	44,6 — 41,0 43,3	27,2 — 23,5 24,8	19,6 — 17,5 18,5	0,93	2,16
27	32	54,8 — 47,2 52,0	26,1 — 22,9 24,2	31,2 — 23,2 27,8	0,87	1,62
37	34	55,0 — 52,6 53,7	27,4 — 23,6 25,4	30,0 — 26,0 28,3	0,84	1,57
22	23	54,3 — 46,8 49,9	31,5 — 26,8 28,1	26,7 — 17,7 21,8	0,95	2,16
21	20	47,2 — 38,2 41,5	23,4 — 21,3 22,5	24,2 — 14,8 19,0	0,95	2,07
31	25	57,6 — 53,6 55,1	31,5 — 27,9 30,8	26,3 — 22,4 24,3	0,98	2,20
—	—	52,2 — 44,8 48,5	25,5 — 24,5 25,0	27,4 — 20,1 23,5	—	—
33	32	54,4 — 45,7 51,1	26,2 — 23,7 25,0	28,2 — 22,0 26,1	0,82	1,60
28	22	50,9 — 48,7 50,2	28,9 — 26,1 27,4	23,8 — 19,8 22,8	1,00	2,30
—	—	56,0 — 53,7 55,1	31,1 — 25,7 27,5	29,3 — 24,9 27,6	—	—

затели пластичности — по десяти. 2. В числителе — максимальное и минимальное, в знаменателе — среднее II — центральная и III — притеррасная.

Суглинки и глины внутренней зоны центральной поймы характеризуются наиболее грубозернистым составом, особенно в районе г. Новосибирска. Содержание глинистой фракции в них составляет 7—16%, пылеватой 40—70% и песчаной 15—18%, а в окрестностях г. Новосибирска содержание песчаной фракции достигает 52%.

Гранулометрический состав отложений фашии вторичных водоемов и изолированных озер существенно отличается от состава всех остальных пород. Содержание глинистой фракции в этих отложениях составляет 20—37%, пылевой 44—68%, причем преобладающей является фракция тонкой пыли. Содержание песчаной фракции составляет 6—25%. Необходимо отметить, что отложения субфашии отмирания вторичных водоемов характеризуются наиболее тонкозернистым материалом.

Минералогический состав глинистой фракции. Результаты рентгенографического и оптического исследований (Сухорукова, 1965) показали однообразие состава глинистой фракции старичных и пойменных суглинков (табл. 7).

В глинистой фракции содержится много гидрослюды диоктаэдрического типа сильно гидратированной, отмечается хлорит с четкими рефлексами.

Оптическое изучение ориентированных агрегатов глинистых частиц показало преобладание гидрослюдистых частиц с сильным плеохроизмом, прямым погасанием, $N_p = 1,550 - 1,555$; $N_g = 1,570 - 1,579$; $N_g - N_p = 0,020 - 0,024$.

Хлоритовые агрегаты неплеохроирующие или слабо плеохроирующие с низким двупреломлением $N_g^i = 1,566$. В суглинках из с. Могочино ниже устья Чулыма обнаружено большое количество полуокатанных частиц радиально-лучистого хлорита с волнистым и крестообразным погасанием, $N_g^i = 1,560 - 1,570$. В районе сел Усть-Тым и Коломино в глинистой фракции встречены агрегаты, внутренняя часть которых сложена хлоритом, а внешняя гидрослюдой. В небольшом количестве отмечается каолинит в виде мельчайших зерен. В глинистой фракции много кварца, представленного отдельными изометричными зернами или скоплениями их. В глинистой фракции встречено довольно много гидроокислов железа, особенно в пойменных образцах, где они образуют округлые и округло-лапчатые частицы с очень высоким преломлением и красноватыми внутренними рефлексами. Присутствует значительное количество органического вещества в виде слегка коричневатых зерен.

Оптическое изучение глинистой фракции показывает, что в одних образцах больше хлорита (села Усть-Тым, Мизуркино, Усть-Чулым), в других гидрослюды (села Вертикос, Карга, Каргасок, Коломино (табл. 7)).

Размеры наблюдаемых частиц колеблются от 0,1 до 1,5—2 м, частицы очень четкие, полупрозрачные, форма изометричная. Характерной особенностью является округленная или полуугловатая форма глинистых частиц, сглаженность всех углов, их значительная «окатанность».

Электронномикроскопические исследования указывают на исключительное однообразие морфологии глинистых частиц на протяжении изученного участка. Однако между суглинками приречной, внутренней и притеррасовой частей поймы выявляется разница в размерах глинистых частиц. Глинистая фракция приречной части отличается преобладанием частиц 0,1 — 0,3 м (обр. 62, 61). Частицы пород внутренней части имеют размеры около 1 м и немного меньше (обр. 66, 54). В глинистой фракции притеррасовой части преобладают частицы размером от 1—1,5 до 2 м (мон. 60, обр. 55, 88). Таким образом, имеется тенденция к укрупнению частиц от приречной к притеррасовой частям поймы. Эта тенденция очень отчетливо выражена в разрезах ниже устья Чулыма.

Параллельно с электронномикроскопическим методом применялся электронографический метод исследования образцов. Для каждого просмотрового образца на микроскопе ЕМ-5С были получены микродифракционные картины поликристаллического вещества в виде концентрических колец, часто дискретных с большим количеством точечных рефлексов моно-

Минералогический состав глинистой фракции

Фация	О—образец М—монолит	Зона поймы	Результаты микроскопического изучения	Результаты рентгено- структурного анализа	Относительные размеры кри- сталлитов А
Затон	О-80	II	Кварц, гидрослюда, хлорит » » »		
	О-54	II			
Озеро	О-103	III	Кварц, хлорит, гидрослюда, органическое вещество Кварц, хлорит, гидрослюда Кварц, гидрослюда, органическое вещество Кварц, гидрослюда, хлорит » » »	Хлорит, гидрослюда « » » »	71,0 33,1 43,9 34,3
	О-99	I			
	О-81	I			
	О-70	I			
	О-51	I			
	О-56	I			
Изолирован- ное озеро	О-101	III	Кварц, хлорит, гидрослюда, органическое вещество Кварц, хлорит радиально-лучистый, гидрослюда Кварц, гидрослюда, органическое вещество Кварц, хлорит	Хлорит, гидрослюда » » » »	71,0 69,0-66,2-64,0 36-4 68-5
	О-82	III			
	О-69	II			
	М-60	I			
Болото	О-61	III	Кварц, хлорит, органическое вещество Кварц, гидрослюда, агрегаты гидрослюды и хлорита	Кварц, хлорит, гидрослюда Хлорит, гидрослюда, каолинит	
	О-63	III			
Центральная пойма	О-98	I		Хлорит, гидрослюда	36,9
Вторичный водоем	О-60	II	Кварц, гидрослюда, агрегаты гидрослюды и хло- рита, каолинит, гидроокислы железа Кварц, гидрослюда, хлорит Кварц, хлорит, гидрослюда Кварц, гидрослюда, Кварц, хлорит, гидрослюда Кварц, хлорит, гидрослюда, органическое веществ- во, гидроокислы железа	Кварц, хлорит, гидрослюда Хлорит, гидрослюда » »	45,7-34,2 85,3 80,0 56,4
	О-66	II			
	О-88	I			
	О-62	II			
	О-89	I			
	О-55	I			

кристалла. Диаметры соответствующих концентрических колец на всех имеющихся электронограммах практически равны и отличаются лишь шириной дифракционных линий. Известно, что ширина линии характеризует размеры кристаллитов или монокристалльных блоков, слагающих поликристаллическое вещество, и зависит от инструментальных условий съемки (ширины электронного пучка). Поскольку наши образцы снимались при одинаковых условиях, представляется возможным сравнивать их по ширине дифракционных линий. Размер кристаллитов определяется по следующей формуле: $x = \frac{n\lambda}{B}$, где x — относительный размер кристаллитов; $n\lambda$ — постоянная прибора, вычисленная с помощью электронограммы от NaCl; B — ширина линии в м.м. Так как инструментальная ошибка не учитывалась, вычисленные величины кристаллитов приняты без размерностей в Å и считаются величинами условными, пригодными для относительного сопоставления и сравнения. Для каждого образца при одинаковых условиях съемки было получено несколько электронограмм. Подсчет величины кристаллитов показал небольшой разброс их значений. Например, для образца 82 величина кристаллитов изменяется от 64 до 69, для образца 67 — от 50,5 до 55,0, для образца 56 — от 50,6 до 62,0. Таким образом, поликристаллическое вещество глинистой фракции каждого образца характеризуется определенной средней величиной слагающих его кристаллитов. Это подтверждается также тем, что глинистые частицы образцов, отобранные из одного обнажения с разной высоты над урезом воды, один из которых относится к старичной, другой — к пойменной фации, имеют удивительно близкую величину слагающих кристаллитов. Для примера можно указать следующие пары образцов:

обр. 98 и 99	имеют относительные размеры кристаллитов	33,1—36,9
» 88 и 89	»	»
» 82 и 83	»	»
» 69 и 70	»	»
» 55 и 56	»	»
		85,3—80,0
		66,2—66,2
		36,4—43,9
		56,4—53,4

Полученные данные указывают, что при однообразии минерального состава глинистой фракции относительная средняя величина кристаллитов изменяется в зависимости от местоположения образца на пойме (см. табл. 7).

Глинистые минералы прирусловой зоны поймы имеют наименьший размер кристаллитов порядка 33,1 — 36,9 (обр. 98, 99, мон. 58), внутренней зоны — 50,5 — 55,0 (обр. 60, 67, 55, 56) и притеррасной зоны имеют наибольший размер кристаллитов — от 66,0 до 85,3. Величина кристаллитов приречной части поймы в 2—3 раза меньше притеррасной ее части. Таким образом, отчетливо выявляется тенденция к укрупнению кристаллитов от приречной к притеррасной зонам поймы. К полученным данным об относительных размерах кристаллитов следует относиться очень осторожно, так как изученная глинистая фракция полиминеральна (гидрослюды, хлорит, кварц).

Данные рентгеноструктурного, оптического и электронномикроскопического исследований показывают, что минеральный состав глинистой фракции в целом однообразен на протяжении изученного участка Оби. Глинистая фракция представлена примерно равными количествами хлорита и гидратированной гидрослюды с небольшой примесью каолинита и галлуазита, в ней содержится довольно много кварца, гидроокислов железа и органического вещества. Большая часть глинистых минералов, вероятно, была принесена в виде обломочных частиц, о чем свидетельствуют беспорядочные текстуры, чешуйчатые структуры пород и исключи-

тельная окатанность частиц хлорита и гидрослюда, приобретенная, видимо, в результате длительного переноса и неоднократного переотложения глинистых минералов. Наряду с обломочными глинистыми минералами в суглинках присутствует диагенетическое глинистое вещество, заполняющее поры и трещины и преобразованное в ориентированные агрегаты. К числу диагенетических образований следует отнести, вероятно, хорошо окристаллизованный галлуазит. Однообразие состава глинистых минералов указывает, что крупные притоки Оби: реки Кеть, Порабель, Васюган, Тым приносят однотипный глинистый материал. Некоторое изменение количественных соотношений минералов — преобладание хлорита и радиально-лучистое строение его агрегатов, не свойственное для других участков, — наблюдается в суглинках ниже устья Чулыма.

Однообразный материал поступает в старичные водоемы и на пойму, дальнейшее его существование протекает в резко различных условиях. Фациальные изменения вещественного состава суглинков особенно наглядно отражают слюды. Так, старичные суглинки отличаются от пойменных ясно выраженными процессами гидратации, разложения, расщепления биотита.

Возможно, что сильно разрушенная гидратированная гидрослюда в глинистой фракции является частично результатом тех же процессов гидратации, расщепления и разложения слюд, которые наблюдаются в алевритовых частицах. К сожалению, фациальные различия старичных и пойменных суглинков не отразились на составе глинистых минералов. Возможно, они испытывают разные изменения в обстановке старичных и пойменных условий диагенеза, но применяемая методика не смогла их обнаружить. Данные электронографии об относительном изменении размеров кристаллитов глинистых частиц указывают, что в течение времени (в период формирования поймы) происходит укрупнение кристаллитов в 2—3 раза, а также увеличение размеров глинистых частиц.

Таким образом, в молодых пойменных и старичных суглинках, богатых органическим веществом, отчетливо видно преобразование глинистого вещества. В наиболее глинистых и древних породах притеррасной части поймы отмечается наибольшее укрупнение кристаллитов, передвижение глинистых частиц по порам и трещинам, образование ориентированных агрегатов. Влияние фациальных условий на изменение глинистых минералов практически не заметно.

Таблица 8

Данные состава водных вытяжек глинистых отложений поймы Оби

Порода и фацция	№ образца	Плотный остаток в % на 100 г абс. сухой навески	Сумма воднорастворимых солей, %	мг · экв/% на 100 г абс. сухой породы						
				CO ₃ ''	HCO ₃ '	Cl'	SO ₄ ''	Ca''	Mg''	Na'
Суглинок серый, затон	О-54	0,066	0,033	нет	0,12 0,007	0,03 0,001	0,65 0,016	0,38 0,007	0,05 0,001	0,07 0,001
Суглинок серый, озеро	О-67	0,060	0,037	»	0,19 0,011	0,03 0,001	0,35 0,009	0,57 0,011	0,76 0,009	0,08 0,002
Гиттия, изолированное озеро	М-60	0,105	0,096	»	0,12 0,007	0,02 0,001	1,38 0,066	1,04 0,020	0,38 0,004	0,10 0,002
Глина серая, вторичный водоем	М-58	0,190	0,113	»	0,16 0,009	0,07 0,002	2,90 0,069	0,14 0,003	0,05 0,001	1,49 0,034
Глина бурая, болотная	О-102	0,069	0,043	»	0,50 0,030	0,09 0,003	0,18 0,008	0,66 0,013	0,34 0,007	—
Глина бурая, субфацция отмирания вторичного водоема	О-104	0,090	0,070	»	0,70 0,042	0,01 0,001	0,65 0,016	1,19 0,024	0,71 0,008	—

Содержание железа в глинистых отложениях поймы

№ п.п.	Фация	Зона	№ образца	Fe ₂ O ₃ валовое, %	Fe ₂ O ₃ валовое, г/см ³	FeO раствор, г/см ³	Fe ₂ O ₃ раствор, г/мс ³
1	З а т о н	III	86	5,59	0,086	0,0132	0,033
2		II	84	5,59	0,074	0,0095	0,042
3		II	80	5,83	0,078	0,0103	0,027
4		II	54	6,07	0,080	0,0097	0,036
5	О з е р о	III	103	8,62	0,108	0,0052	0,056
6		III	83	7,11	0,101	0,0103	0,045
7		II	99	5,75	0,080	0,0091	0,029
8		II	81	5,99	0,079	0,0105	0,027
9		III	70	4,71	0,066	0,0070	0,037
10		II	51	6,31	0,086	0,0098	0,035
11	II	56	5,91	0,068	0,0088	0,033	
12	Изолированное озеро	III	101	6,07	0,082	0,0077	0,031
13		III	82	7,66	0,104	0,0098	0,047
14		II	69	7,11	0,081	0,0092	0,037
15		I	M-60	6,47	0,063	0,0101	0,019
16	Б о л о т о	III	102	6,71	0,095	0,0041	0,041
17		III	61	6,87	0,089	0,0065	0,025
18		III	63	5,11	0,066	0,0046	0,015
19		III	87	6,23	0,089	0,0051	0,039
20		II	22	5,03	0,069	0,0058	0,026
21	Вторичный водоем	II	98	5,43	0,069	0,0055	0,025
22		III	M-58	5,43	0,072	0,0095	0,020
23		II	60	6,79	0,084	0,0133	0,020
24		I	66	5,75	0,073	0,0072	0,025
25		I	88	6,47	0,080	0,0106	0,021
26	Субфация отмирания вторичного водоема	II	104	8,62	0,112	0,0045	0,052
27		II	62	6,39	0,084	0,0132	0,021
28		II	85	6,47	0,071	0,0041	0,037
29		I	89	6,07	0,080	0,0065	0,032
30		I	55	6,47	0,077	0,0059	0,021

Водорастворимые соли (табл. 8) в глинистых отложениях поймы содержатся в количестве от 0,033 до 0,113%. Отложения затона и озера по содержанию водорастворимых не отличаются друг от друга (0,033—0,037%). Для отложений изолированных озер и вторичных водоемов характерно увеличение растворимых солей от 0,96—0,113% в основном за счет увеличения ионов сульфата, кальция и натрия. Глинистые отложения болотной фации и субфации отмирания вторичного водоема, т. е. отложения, сформированные в окислительной обстановке субаэральных условий, характеризуются повышенным содержанием ионов гидрокарбоната кальция и отсутствием ионов натрия.

Содержание железа в глинистых отложениях поймы определяется в пределах 4,71—8,62% (табл. 9). Отмечается слабая закономерность связи окисного и закисного железа с условиями формирования глинистых отложений. Прежде всего, характерно повышенное количество валового окисного железа и уменьшенное закисного для отложений, сформировавшихся в окислительной обстановке субаэральных условий (6,07—8,62%), по сравнению с отложениями, образовавшимися в субаквальных условиях. Отложения, возникшие в старичных условиях, незначительно отличаются друг от друга; так, например, отложения озерной фации имеют несколько повышенное (5,91—8,62%) содержание железа по сравнению с отложениями фации затона (5,59—6,07%).

Наиболее низкое содержание железа характерно для отложений собственно пойменной фации (5,03—5,43%), формирование которой происходит во время весенних паводков.

Кроме того, следует отметить, что для отложений всех фаций содержание железа находится в зависимости от зоны осадконакопления поймы. Наибольшее количество железа характерно для отложений, расположенных в притеррасной зоне поймы, меньшее — в центральной и прирусловой зонах.

Таким образом, глинистые отложения притеррасной зоны поймы отличаются повышенным содержанием глинистых минералов и железа.

По-видимому, это явление следует объяснить тем, что грунтовые воды, выходящие из отложений террас, приносят значительное количество растворенного железа, которое отлагается по порам и трещинам породы.

Показатели пластичности. По значению показателей пластичности отложения старичной макрофации близки между собой.

Верхний предел пластичности изменяется от 32,0 до 45,2% для отложений фации затона; от 33,9 до 44,3% — для отложений фации озера; в пределах 35,4—40,7% — для отложений болотной фации и только отложения изолированного озера характеризуются очень высокими значениями этого показателя (49,8—68,8%), значение индивидуальных определенных достигает 71,5%.

Максимальный разброс индивидуальных значений составляет 15% для отложений, сформированных в условиях озера, и 7% — для отложений затонной и болотной фаций.

Значения нижнего предела пластичности у отложений старичной макрофации изменяются от 19,5 до 34,1%. В пределах 19,8—26,9% — у отложений фации затона; 19,5—26,2 — фации озера; 25,6—34,1% — субфации изолированного озера и 19,5—24,0% — у отложений болотной фации. Разброс индивидуальных определений не превышает 5%.

По значениям числа пластичности глинистые отложения старичной макрофации классифицируются как тяжелые суглинки (отложения фации затона имеют $M_p = 10,6 - 19,6$; отложения болотной фации $M_p = 15,8 - 19,5$) или глины (в основном отложения озерной фации — $M_p = 11,7 - 20,9$ и фации изолированных озер — $M_p = 23,6 - 34,7$).

Суглинки и тощие глины фации внутренней зоны центральной поймы по значению показателей пластичности практически не отличаются от отложений фации отмирания стариц (болотной). Верхний предел у них изменяется в интервале 32,1—40,7 %, нижний — в интервале 20,0—23,6 % и число пластичности — от 12,0 до 17,2 %.

Отложения вторичных водоемов поймы по значению этих показателей существенно отличаются от приведенных выше осадков поймы. Значения верхнего предела пластичности у них изменяются в интервале 40,8—52,8 %. Нижний предел пластичности — от 23,5 до 30,8 %. Число пластичности отложений этой фации изменяется в пределах 17,3—28,3, т. е. отложения субфации собственно вторичного водоема и субфации отмирания его классифицируются как глины.

Высокое значение показателей пластичности отложений фации вторичных водоемов является характерной отличительной особенностью этих образований поймы Оби.

Для изучения глинистых отложений поймы Оби характерно несоответствие высоких значений показателя пластичности низкому содержанию глинистой фракции. Если большинство исследованных пород по гранулометрическому составу классифицируется как легкие и средние суглинки, то по значению числа пластичности — как тяжелые суглинки и глины.

Показатели пластичности определяются минералогическим составом коллоидно-дисперсной фракции. Выше было показано, что по минералогическому составу глинистые отложения поймы Оби не отличаются друг от друга (см. табл. 7). Это несоответствие следует объяснить молодостью осадков поймы, высоким содержанием в них легкоподвижных органических соединений, повышающих активность глинистых пород. О высокой степени активности свидетельствуют значения показателя гидрофильности. Показатель активности глинистой фракции изученных отложений изменяется от 0,80 до 1,22 и показатель гидрофильности в интервале 1,50—3,50.

Удельный вес глинистых отложений поймы изменяется в довольно широких пределах — от 2,63 до 2,76 г/см³ (табл. 10). Отложения затона характеризуются значениями удельного веса, равного 2,70—2,72 г/см³, отложения озера — 2,69—2,73 г/см³. Такие же значения имеют отложения фации внутренней зоны центральной поймы (2,70—2,72 г/см³).

Повышенные значения удельного веса характерны для отложений фации вторичных водоемов и фации отмирания стариц.

Отложения болотной фации имеют удельный вес 2,76—2,68 г/см³. Темно-серые глины субфации изолированных озер и собственно вторичного водоема характеризуются значениями удельного веса 2,76—2,70 г/см³ и только гиттия у с. Мизуркино, обогащенная органическими соединениями, имеет пониженное значение удельного веса — 2,63 г/см³.

Темно-бурые глины субфации отмирания вторичных водоемов характеризуются удельным весом, изменяющимся в интервале 2,76—2,70 г/см³.

Отмечается ясная закономерность в том, что в отложениях всех выделенных фаций максимальные значения удельного веса свойственны отложениям, приуроченным к притеррасной зоне поймы, меньшие — к центральной и минимальные — к приречной. Особенно отчетливо эта закономерность выражена в отложениях фаций вторичных водоемов и болотной, характеризующихся наиболее высокими значениями удельного веса.

Это явление объясняется тем, что в отмирающей старице и вторичных водоемах, изолированных от основного русла реки, создаются условия, благоприятные для увеличения концентрации окислов железа и их отложения. Наиболее благоприятные условия для отложения окислов железа

Показатели физических свойств глинистых пород поймы
 Название породы и их характеристика приведены в табл. 6 под соответствующим
 порядковым номером

Фация	№ п/п	О-образец М-моно- лит	Уд. вес, г/см ³	Объемный вес влаж- ной поро- ды, г/см ³	Объемный вес скеле- та породы, г/см ³	ε _v -коэф- фициент пористос- ти	Порис- тость, %	Влажность естественная, %	Степень заполн. пор водой
Затон	1	О-86	2,74	$\frac{2,01 - 1,94}{1,96}$	$\frac{1,59 - 1,49}{1,53}$	0,79	44,2	$\frac{30,2 - 26,0}{28,6}$	1,0
	2	О-84	2,70	$\frac{1,85 - 1,83}{1,84}$	$\frac{1,33 - 1,31}{1,32}$	1,04	51,0	$\frac{40,2 - 38,8}{39,3}$	1,0
	3	О-80	2,72	$\frac{1,90 - 1,82}{1,86}$	$\frac{1,39 - 1,26}{1,34}$	1,03	50,8	$\frac{43,8 - 37,8}{39,5}$	1,0
	4	О-74	2,72	$\frac{1,92 - 1,85}{1,88}$	$\frac{1,43 - 1,34}{1,38}$	0,97	49,2	$\frac{38,6 - 34,1}{36,4}$	1,0
	5	О-54	2,70	$\frac{1,85 - 1,83}{1,84}$	$\frac{1,33 - 1,30}{1,32}$	1,04	51,0	$\frac{40,0 - 38,7}{39,5}$	1,0
Озеро	6	О-103	2,73	$\frac{1,94 - 1,88}{1,92}$	$\frac{1,49 - 1,42}{1,45}$	0,88	47,0	$\frac{33,5 - 30,4}{32,0}$	1,0
	7	О-83	2,73	$\frac{1,94 - 1,91}{1,92}$	$\frac{1,46 - 1,43}{1,44}$	0,90	47,2	$\frac{34,6 - 32,9}{33,5}$	1,0
	8	М-67	2,73	$\frac{1,97 - 1,93}{1,95}$	$\frac{1,52 - 1,47}{1,49}$	0,83	45,5	$\frac{31,1 - 29,8}{30,2}$	1,0
	9	М-13	2,70	$\frac{1,94 - 1,88}{1,90}$	$\frac{1,45 - 1,40}{1,43}$	0,89	47,2	$\frac{34,7 - 33,0}{33,7}$	1,0
	10	О-99	2,69	$\frac{1,92 - 1,87}{1,89}$	$\frac{1,44 - 1,37}{1,40}$	0,92	48,0	$\frac{36,8 - 33,5}{35,2}$	1,0
	11	О-67	2,70	$\frac{1,90 - 1,87}{1,88}$	$\frac{1,41 - 1,36}{1,38}$	0,96	49,0	$\frac{37,7 - 35,2}{36,3}$	1,0
	12	О-81	2,72	$\frac{1,87 - 1,80}{1,83}$	$\frac{1,47 - 1,29}{1,33}$	1,04	51,0	$\frac{39,6 - 36,3}{37,8}$	1,0
	13	М-61	2,69	$\frac{1,88 - 1,83}{1,85}$	$\frac{1,40 - 1,35}{1,36}$	0,98	49,5	$\frac{36,7 - 34,8}{35,7}$	1,0
	14	О-70	2,71	$\frac{1,96 - 1,83}{1,89}$	$\frac{1,51 - 1,31}{1,40}$	0,94	48,5	$\frac{40,0 - 29,6}{34,8}$	1,0
	15	О-51	2,73	$\frac{1,87 - 1,80}{1,85}$	$\frac{1,38 - 1,33}{1,36}$	1,01	50,2	$\frac{38,2 - 34,9}{36,2}$	1,0
	16	О-56	2,72	$\frac{1,92 - 1,84}{1,87}$	$\frac{1,42 - 1,32}{1,37}$	1,00	50,0	$\frac{40,1 - 34,9}{38,0}$	1,0
Субфация изоли- рованного озера	17	О-101	2,75	$\frac{1,87 - 1,85}{1,86}$	$\frac{1,36 - 1,33}{1,35}$	1,04	51,0	$\frac{39,4 - 37,0}{38,0}$	1,0
	18	О-82	2,76	$\frac{1,92 - 1,83}{1,88}$	$\frac{1,41 - 1,28}{1,36}$	1,03	51,0	$\frac{42,2 - 35,6}{38,3}$	1,0
	19	О-69	2,73	$\frac{1,77 - 1,69}{1,72}$	$\frac{1,21 - 1,11}{1,17}$	1,33	57,0	$\frac{53,0 - 43,1}{47,3}$	1,0

Фация	№ п/п	Образец М—моно- лит	Уд. вес, г/см ³	Объемный вес влаж- ной породы г/см ³	Объемный вес скеле- та породы, г/см ³	к ₀ —коэф- фициент пористо- сти	Порис- тость, %	Влажность естественная, %	Степень заполне- ния пор водой
	20	М-60	2,63	$\frac{1,62 - 1,57}{1,59}$	$\frac{0,99 - 0,92}{0,95}$	1,77	64,0	$\frac{71,0 - 64,0}{67,1}$	1,0
Болото (стадия отмирания)	21	О-102	2,75	$\frac{1,89 - 1,83}{1,85}$	$\frac{1,43 - 1,38}{1,41}$	0,95	48,8	$\frac{33,0 - 31,6}{32,3}$	0,9
	22	О-61	2,76	$\frac{1,80 - 1,74}{1,77}$	$\frac{1,31 - 1,27}{1,29}$	1,14	53,4	$\frac{38,7 - 36,5}{37,5}$	0,9
	23	О-63	2,68	$\frac{1,77 - 1,66}{1,73}$	$\frac{1,33 - 1,23}{1,29}$	1,08	52,0	$\frac{37,4 - 33,5}{34,8}$	0,9
	24	О-87	2,69	$\frac{1,82 - 1,74}{1,77}$	$\frac{1,47 - 1,39}{1,42}$	0,89	47,2	$\frac{25,6 - 23,3}{24,3}$	0,7
	25	М-62	2,70	$\frac{1,79 - 1,72}{1,75}$	$\frac{1,42 - 1,32}{1,36}$	0,99	49,5	$\frac{31,8 - 26,5}{29,0}$	0,8
	26	М-64	2,68	$\frac{1,80 - 1,71}{1,76}$	$\frac{1,35 - 1,24}{1,29}$	1,08	52,0	$\frac{39,4 - 35,2}{37,3}$	0,9
Внутренняя зона центральной поймы	27	М-56	2,70	$\frac{1,78 - 1,71}{1,74}$	$\frac{1,28 - 1,21}{1,23}$	1,20	54,5	$\frac{41,6 - 40,2}{40,6}$	0,9
	28	О-52	2,72	$\frac{1,85 - 1,72}{1,79}$	$\frac{1,40 - 1,29}{1,35}$	1,02	50,4	$\frac{37,0 - 31,7}{33,7}$	0,9
	29	О-98	2,72	$\frac{1,74 - 1,65}{1,70}$	$\frac{1,31 - 1,21}{1,27}$	1,14	53,3	$\frac{37,1 - 31,4}{33,7}$	0,8
	30	М-80	2,72	$\frac{1,84 - 1,73}{1,80}$	$\frac{1,42 - 1,35}{1,37}$	0,99	49,7	$\frac{34,0 - 30,0}{31,0}$	0,8
	31	О-141	2,70	$\frac{1,90 - 1,81}{1,89}$	$\frac{1,49 - 1,39}{1,43}$	0,89	47,5	$\frac{32,7 - 31,5}{32,3}$	0,9
	32	О-144	2,70	$\frac{1,89 - 1,76}{1,82}$	$\frac{1,51 - 1,37}{1,40}$	0,93	48,0	$\frac{30,5 - 20,1}{29,0}$	0,8
	33	О-150	2,68	$\frac{1,70 - 1,55}{1,62}$	$\frac{1,37 - 1,21}{1,24}$	1,16	53,8	$\frac{30,4 - 29,7}{30,0}$	0,7
Вторичные водоемы, поймы, субфация водоема	34	М-11	2,69	$\frac{1,98 - 1,65}{1,83}$	$\frac{1,40 - 1,28}{1,36}$	0,98	49,5	$\frac{37,4 - 31,4}{33,3}$	0,9
	35	М-58	2,72	$\frac{1,88 - 1,81}{1,84}$	$\frac{1,38 - 1,26}{1,32}$	1,06	51,5	$\frac{43,8 - 36,1}{39,6}$	1,0
	36	М-57	2,73	$\frac{1,80 - 1,74}{1,77}$	$\frac{1,27 - 1,19}{1,23}$	1,22	55,0	$\frac{46,1 - 41,3}{43,7}$	1,0
	37	О-60	2,70	$\frac{1,81 - 1,76}{1,78}$	$\frac{1,29 - 1,21}{1,23}$	1,20	54,5	$\frac{46,0 - 42,3}{44,4}$	1,0
	38	М-65	2,72	$\frac{1,84 - 1,78}{1,81}$	$\frac{1,35 - 1,29}{1,32}$	1,06	51,5	$\frac{38,4 - 35,5}{37,1}$	1,0
	39	О-66	2,70	$\frac{1,81 - 1,76}{1,78}$	$\frac{1,31 - 1,22}{1,27}$	1,12	53,0	$\frac{42,1 - 37,8}{40,0}$	1,0

Фация	№ п/п	О-образец М-моно- лит	Уд. вес г/см ³	Объемный вес влаж- ной породы г/см ³	Объемный вес скеле- та породы, г/см ³	e_0 -коэф- фициент пористос- ти	Порис- тость, %	Влажность естественная, %	Степень заполне- ния пор водой
	40	0-88	2,72	$\frac{1,82 - 1,77}{1,78}$	$\frac{1,31 - 1,22}{1,23}$	1,21	55,0	$\frac{47,1 - 41,6}{44,7}$	1,0
Субфация отмирания вторичного водоема	41	О-104	2,76	$\frac{1,80 - 1,72}{1,75}$	$\frac{1,33 - 1,25}{1,29}$	1,14	53,2	$\frac{37,8 - 33,9}{36,1}$	0,8
	42	О-62	2,72	$\frac{1,80 - 1,71}{1,76}$	$\frac{1,34 - 1,25}{1,31}$	1,08	51,8	$\frac{38,8 - 32,3}{34,8}$	0,9
	43	М-66	2,74	$\frac{1,75 - 1,64}{1,69}$	$\frac{1,33 - 1,25}{1,28}$	1,14	53,4	$\frac{34,0 - 30,3}{32,0}$	0,8
	44	О-35	2,74	$\frac{1,60 - 1,47}{1,55}$	$\frac{1,18 - 1,09}{1,15}$	1,38	58,0	$\frac{36,0 - 33,7}{35,1}$	0,8
	45	М-68	2,70	$\frac{1,70 - 1,59}{1,65}$	$\frac{1,24 - 1,03}{1,19}$	1,27	56,0	$\frac{40,9 - 36,4}{39,3}$	0,8
	46	О-89	2,74	$\frac{1,77 - 1,72}{1,75}$	$\frac{1,34 - 1,29}{1,31}$	1,09	52,2	$\frac{34,1 - 31,9}{32,8}$	0,8
	47	О-55	2,70	$\frac{1,75 - 1,65}{1,69}$	$\frac{1,21 - 1,16}{1,19}$	1,27	56,0	$\frac{42,7 - 40,0}{41,6}$	0,9
	48	М-59	2,72	$\frac{1,87 - 1,77}{1,81}$	$\frac{1,39 - 1,30}{1,34}$	1,03	50,8	$\frac{39,5 - 31,6}{34,9}$	0,9

Примечания. 1. Показатели удельного веса рассчитывались по трем определениям; объемных весов и влажности — по двадцати. 2. В числителе показано минимальное и максимальное значения показателя, в знаменателе — среднее арифметическое.

создаются в зоне притеррасной поймы за счет выноса их грунтовыми водами из отложений террас и водораздельных пространств в эти изолированные водоемы. Как утверждает Н. М. Страхов (1954), главными источниками железа в реках являются грунтовые воды, в которых железо находится в виде двууглекислой соли, поддерживаемой в растворе отсутствием свободного кислорода и наличием большего количества CO_2 . При поступлении грунтовых вод в притеррасный водоем или болото, CO_2 улетучивается, а кислород воздуха окисляет бикарбонат железа в его окись. При этом большая часть окиси железа, в силу малой ее растворимости, выпадает из раствора в виде геля, остальная часть остается в растворе водоема.

А так как и вторичные водоемы и водоемы стадии отмирания старицы в притеррасной зоне поймы существуют в изоляции от основного русла реки, этот процесс идет постоянно, постепенно происходит повышение концентрации окислов железа при отсутствии дренажа, в итоге наблюдается обогащение отложений окислами железа, что отражается в высоких значениях их удельного веса. При весьма благоприятных условиях формируются месторождения болотных железных руд.

Необходимо отметить, что повышенные значения удельного веса характерны как для бурых типа болотных отложений, так и для темно-серых пастообразных глин. Их разница заключается только в том, что первые образуются в окислительной обстановке, железо находится в окисной форме, а вторые — в восстановительной, и железо находится в закисной форме.

Объемный вес влажных пород для всех изученных отложений поймы изменяется в широком диапазоне — от 1,59 до 1,96 г/см³. Объемный вес скелета породы для отложений различных фаций имеет различные значения. У суглинков и глин фации затона средние значения объемного веса скелета изменяются в интервале 1,23—1,53 г/см³. У глинистых отложений озерной фации этот показатель изменяется от 1,33 до 1,49 г/см³. Отложения болотной и фации внутренней зоны центральной поймы характеризуются изменением объемного веса скелета породы от 1,29 до 1,42 г/см³.

Отложения субфации изолированного озера и фации вторичных водоемов, представленные темно-серыми и бурыми глинами, значительно отличаются по показателю объемного веса скелета от остальных глинистых пород поймы. Средние значения объемного веса скелета у них наименьшие, изменяются в пределах от 1,02 до 1,36 г/см³. У некоторых разновидностей отложений субфации изолированного озера средние значения объемного веса скелета снижаются до 0,95 г/см³, при индивидуальных определениях 0,99—0,92 г/см³ (мон. 60).

Сохраняется закономерность изменения объемного веса скелета породы, подмеченная для изменения удельного веса. Отложения, опробованные в зоне притеррасной поймы, как правило, имеют наибольшие значения объемного веса скелета.

П о р и с т о с т ь. Характерной особенностью глинистых пород поймы является их высокая пористость, составляющая, как, правило, более 50% общего объема породы.

Наибольшей плотностью характеризуются отложения первых стадий развития стариц — пористость отложений фации затона составляет 44,2—51,0% и фации озера 45,5—51,0%. Суглинки и глины стадии отмирания стариц (болотные) характеризуются меньшей плотностью, их пористость составляет 46,2—53,4%. Такими же показателями плотности характеризуются и отложения фации внутренней зоны центральной поймы (48,0—54,5%).

В вертикальном разрезе изученных обнажений плотность изменяется весьма закономерно, уменьшаясь от отложений фации затона к болотной и собственно пойменной. Выявленная закономерность свойственна для всех изученных разрезов, сложенных отложениями этих фаций (протока Ягодная, устье Матьянги (см. рис. 40), о. Сафронов (см. рис. 39) и др.

Глинистые отложения субфации изолированного озера и фации вторичных водоемов характеризуются наименьшей плотностью. Их пористость изменяется в интервале 51,0—58,0%, в отдельных случаях достигает 64,0%. Столь высокая пористость свойственна глинам с высокими значениями показателей пластичности и малым объемным весом скелета, т. е. породам, по своим свойствам, близким гиттии (мон. 60), в образовании которой принимало участие большое количество органических коллоидов.

В зависимости от положения в обнажении отложений вторичных водоемов пористость по вертикали изменяется по-разному. В том случае, если отложения этой фации венчают разрез, закономерность изменения плотности остается прежней, пористость увеличивается от нижележащих слоев, представленных отложениями старичной макрофации, к отложениям вторичного водоема (протока Нярга, обн. 16, см. рис. 38). Эта закономерность сохраняется и в случае, когда разрез сложен двумя горизонтами фаций вторичных водоемов одной генерации — субфации собственно водоема, переходящей в субфацию отмирания (В. Колпашевский перекал, рис. 44).

В том случае, когда отложения субфации изолированного озера залегают в основании разреза, а выше них залегают отложения других фа-

ций, в том числе собственно поймы и болота, плотность уменьшается сверху вниз. Так, например, бурая глина болотной фации в обнажении с. Молчаново на высоте 1,60 м имеет пористость 48,8%, а серая глина в основании обнажения (обр. 101) имеет пористость 51,0%. Подобное явление наблюдается в обнажении 17а у с. Коломино (см. рис. 37), обн. 23 у с. Молчаново, обн. 13 у с. Нарым (рис. 45) и др. В разрезе у с. Мизуркино это явление выражено наиболее резко. Бурая глина субфации отмирания вторичного водоема (мон. 59) имеет пористость 50,8%. Нижележащая гиттия,

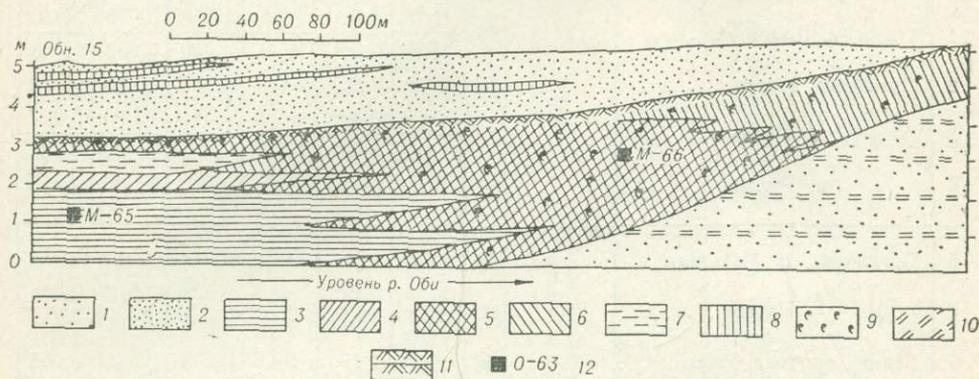


Рис. 44. Обнажение поймы р. Оби в районе Верхне-Колпашевского переката.

1 — песок мелкозернистый (фация прирусловой отмели); 2 — песок тонкозернистый (фация наложенных прирусловых валов); 3 — глина темно-серая; 4 — суглинок темно-серый; 5 — глина бурая, макропористая (фация вторичных водоемов); 6 — суглинок бурый; 7 — супесь серая; 8 — супесь бурая; 9 — фитодетрит; 10 — прослой заиления; 11 — погребенная и современная почва; 12 — место отбора образцов и их номер.

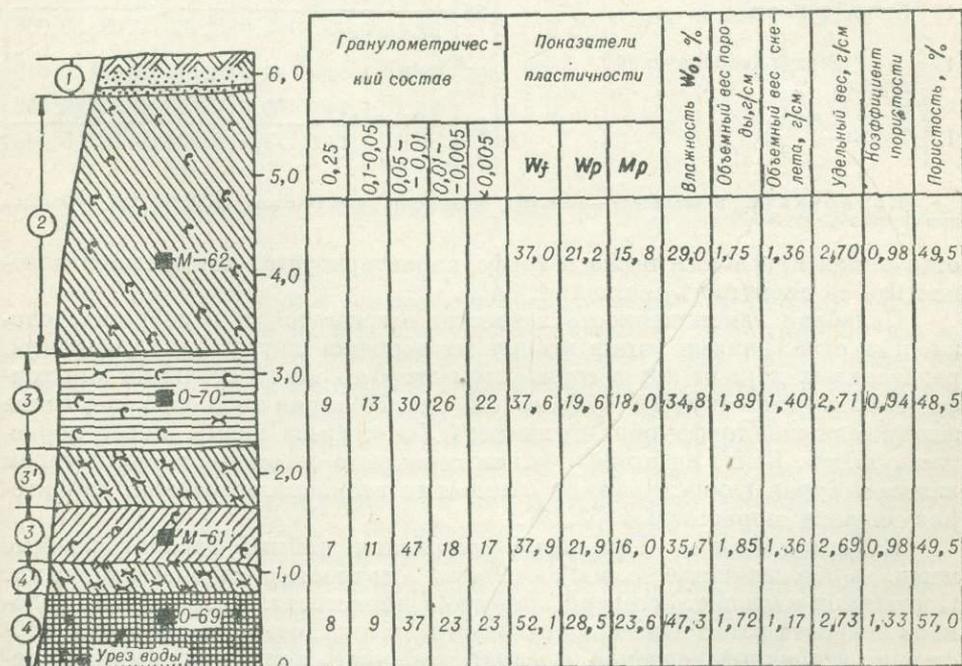


Рис. 45. Обнажение поймы р. Оби в районе с. Нарым (левый берег).

1 — почвенно-растительный слой, супесчаный; 2 — суглинок бурый, макропористый, болотный; 3 — суглинок, глина серая, макропористая с фитодетритом; 3' — суглинок с торфом (отложения старицы); 4 — глина серая, пастообразная; 4' — суглинок с торфом (отложения изолированного озера).

№ п.п.	Порода, место отбора монолита	Фация	№ монолита	Влажность до опыта, %	ε_0 — начальный коэффициент пористости	Модуль осадки I , м.м/м, при $P = 5 \text{ кг/см}^2$	Коэффициент уплотнения $\text{см}^3/\text{кг}$		
							0 — 0,5 кг	0,5 — 1 кг	1 — 2 кг
1	Глина, с. Коломино	Озеро	71	25,0	0,880	49,5	0,014	0,016	0,016
				25,2	0,800	87,0	0,080	0,065	0,048
				27,8	0,890	41,0	0,004	0,018	0,022
				26,2	0,875	65,0	0,010	0,026	0,027
3	» с. Уртам	Озеро	13	24,8	0,787	105,0	0,080	0,078	0,052
				19,0	0,980	39,0	0,004	0,006	0,015
4	» с. Нарым	Озеро	61	19,0	0,980	39,0	0,004	0,006	0,015
5	Суглинок, р. Матъянга	Внутренняя зона поймы и Болото	64	37,0	1,160	119,0	0,044	0,050	0,074
6	» с. Нарым		62	24,4	0,940	40,0	0,006	0,010	0,016
				24,6	0,940	78,0	0,098	0,080	0,036
7	Глина, протока Миля		56	27,7	1,170	99,5	0,016	0,038	0,055
8	Суглинок, с. Киреевское	80	26,0	1,060	64,0	0,020	0,026	0,030	
9	Суглинок, с. Кожевниково	Вторичный водоем	11	36,0	1,085	185,0	0,040	0,054	0,063
				36,2	1,050	206,0	0,110	0,120	0,105
10	Глина, с. Карга		58	37,1	1,060	121,0	0,024	0,038	0,054
				37,4	0,960	122,0	0,166	0,088	0,050
11	» Верхне-Колпашевский пережат	65	35,0	1,040	47,0	0,014	0,014	0,016	
			31,0	1,140	169,0	0,050	0,054	0,059	
12	То же	66	31,5	1,120	174,0	0,204	0,152	0,083	

Примечание: В числителе — значения показателей механических свойств для образцов рупенной структуры.

отделенная прослоями песка и торфа, характеризуется наименьшей плотностью, ее пористость составляет 64%.

Подобная закономерность зачастую встречается и в разрезах, сложенных отложениями фации вторичных водоемов двух разных генераций, разделенных друг от друга горизонтом оторфяненного суглинка или торфа. В обнажении у устья Чулыма (см. рис. 38) серая пастообразная глина залегает на слое торфа (обр. 89, высота 0,7 м от уреза воды), имеет пористость 55,0%. Выше по разрезу глина перекрыта слоем торфа, на котором залегает бурая глина субфации отмирания вторичного водоема, характеризующаяся пористостью 52,2%.

Влажность. Глинистые отложения поймы, рассматриваемые нами, в большинстве своем являются полностью водонасыщенными. Поэтому их влажность всецело зависит от пористости. Коэффициент водонасыщенности равен единице у отложений затона, озера и субфации собственно вторичных водоемов. Средняя влажность пород этих фаций изменяется в интервале 28,6—44,7% и только пастообразная глина с. Мизуркино, характеризующаяся наибольшей пористостью (64%), имеет максимальную влажность — 67,1%.

ния <i>a</i> .		Модуль деформации <i>E</i> , кг/см ²			Показатель структур- ной прочности			Сцепление <i>C</i> , кг/см ²	Коэффициент трения, μ	Угол φ
2—3 кг	3—5 кг	1—2 кг	2—3 кг	3—5 кг	1—2 кг	2—3 кг	3—5 кг			
0,020	0,020	41	37	37	2,7	1,2	0,9	0,40	0,35	19
0,022	0,018	15	32	39				0,20	0	0
0,020	0,014	53	59	84	—	—	—	0,50	0,40	22
0,026	0,025	43	45	47	2,0	1,0	0,7	0,50	0,35	19
0,025	0,017	21	44	65				0,20	0	0
0,022	0,018	82	56	68	—	—	—	0,20	0,50	26 03
0,058	0,039	18	23	34	—	—	—	—	—	—
0,019	0,018	75	63	67	2,2	0,9	0,5	0,25	0,20	11
0,017	0,009	34	70	130				0,10	0	0
0,050	0,042	15	17	20	—	—	—	0,25	0,30	17
0,030	0,024	43	43	53	—	—	—	0,25	0,35	19
0,115	0,072	21	11	18	1,8	0,8	0,8	0,25	0,18	10
0,090	0,057	12	14	21				0,15	0	0
0,068	0,048	15	12	17	1,0	0,6	0,3	0,40	0,05	3
0,038	0,012	15	20	64				0,17	0	0
0,024	0,021	50	33	38	—	—	—	0,30	0,15	8,30
0,104	0,069	12	8	12	1,2	0,7	0,4	0,40	0,15	8,30
0,064	0,029	10	13	30				0,15	0	0

с ненарушенной структурой. в знаменателе — значения тех же показателей для образцов с на-

Отложения фаций болотной, внутренней зоны центральной поймы и субфации отмирания вторичных водоемов являются породами не полностью водонасыщенными. Показатель водонасыщенности у них меньше единицы, иногда снижается до 0,7. Среднее значение влажности отложений этих фаций составляет 29,0—41,6%.

Сопротивление сжатию. По сжимаемости голоценовые глинистые отложения значительно отличаются от всех более древних пород. Коэффициент сжимаемости *a* при нагрузках до 5 кг/см² изменяется от 0,004 до 0,115 см²/кг, чаще превышает 0,010 см²/кг. Модуль осадки при нагрузке 5 кг/см² изменяется от 39,0 до 169,0 мм/м. Начало сжатия начинается сразу же после приложения минимальной нагрузки, равной 0,25 кг/см². Максимальные значения коэффициента сжимаемости обычно характерны для интервалов нагрузок 1—2 и 2—3 кг/см².

При увеличении нагрузок коэффициент сжимаемости уменьшается. Модуль деформации *E* глинистых отложений поймы изменяется в интервале нагрузок 1—2 кг/см² от 12 до 82 кг/см², в интервале 2—3 кг/см² — от 8 до 68 кг/см² и интервале 3—5 кг/см² от 12 до 68 кг/см² (табл. 11).

Таким образом, в основном уплотнение глинистых отложений поймы происходит при нагрузках $2-3 \text{ кг/см}^2$.

При сжатии паст, приготовленных из этих же глинистых пород, наблюдается иная картина. Коэффициент сжимаемости паст имеет наибольшие значения в интервале начальных нагрузок $0,0-0,5$ и $0,5-1,0 \text{ кг/см}^2$, при дальнейшем увеличении нагрузок он уменьшается. В целом этот показатель у паст изменяется от $0,009$ до $0,204 \text{ см}^2/\text{кг}$. Модуль осадки при нагрузке 5 кг/см^2 составляет $78,0 - 206,0 \text{ мм/м}$.

Следовательно, и для глинистых пород голоцена сжимаемость паст значительно больше, чем сжимаемость образцов с ненарушенной структурой. Разница в сжимаемости глин с ненарушенной структурой и их паст свидетельствует о наличии структурной прочности голоценовых пород, приобретенной в результате их формирования.

Показатели структурной прочности (отношение модуля деформации образца с ненарушенной структурой к модулю деформаций пасты) изменяются от $1,0$ до $2,7$ в интервале $1-2 \text{ кг/см}^2$ нагрузок, от $0,6$ до $1,2$ в интервале $2-3 \text{ кг/см}^2$ и от $0,3$ до $0,9$ в интервале $3-5 \text{ кг/см}^2$. При нагрузках, превышающих 2 кг/см^2 , образцы с ненарушенной структурой ведут себя, как пасты, т. е. структурные связи упрочнения исчезают.

При анализе результатов компрессии видно, что сжимаемость глинистых пород, принадлежащих к разным фациям, различна. Наименьшая сжимаемость характерна для глинистых отложений фации озера. Модуль деформации отложений этой фации изменяется в пределах $37-82 \text{ кг/см}^2$. Модуль осадки при $P = 5 \text{ кг/см}^2$ изменяется от 39 до $65,0 \text{ мм/м}$.

Глинистые отложения фации вторичных водоемов характеризуются наибольшей сжимаемостью. Модуль деформации у них имеет минимальные значения, изменяясь от 8 до 21 кг/см^2 , и только глина из района Верхне-Колпашевского переката (мон. 65) отличается меньшей сжимаемостью ($E = 33-50 \text{ кг/см}^2$, модуль осадки при $P = 5 \text{ кг/см}^2$ составляет $47,0 \text{ мм/м}$).

Сопротивление сдвигающим усилиям. Общее сцепление современных глинистых отложений поймы, определенное на образцах с ненарушенной структурой, изменяется от $0,20$ до $0,50 \text{ кг/см}^2$. Коэффициент трения изменяется от $0,15$ до $0,50$, т. е. угол сдвига изменяется в интервале $8-26^\circ$. Первичное сцепление, определенное при срезе паст, изменяется от $0,10$ до $0,20 \text{ кг/см}^2$.

Коэффициент трения для паст равен нулю, т. е. кривые сдвига имеют характер прямых линий, параллельных оси нормальных нагрузок.

Таким образом, прочностные характеристики также находятся в зависимости от фациальной принадлежности отложений. Глинистые отложения фации озера характеризуются сцеплением $0,20-0,50 \text{ кг/см}^2$, коэффициентом трения $0,35-0,40$, углом сдвига $19^\circ-26^\circ 30'$. У отложений фации внутренней зоны центральной поймы и болотной фации сцепление составляет $0,25 \text{ кг/см}^2$, коэффициент трения — $0,20-0,35$. Отложения фации вторичных водоемов характеризуются наиболее низкими значениями этих показателей: сцепление составляет $0,25-0,40 \text{ кг/см}^2$, коэффициент трения — $0,05-0,18$, угол сдвига соответственно — $3-10^\circ$.

Формированием охарактеризованных отложений основных фаций руслового, старичного и пойменного аллювия закончился последний (голоценовый) этап осадконакопления четвертичного периода.

Все выделенные и охарактеризованные основные типы строения поймы Оби и слагающие их фации и субфации современных аллювиальных отложений отличаются не только по особенностям строения и литологического состава, но и по показателям инженерно-геологических свойств, что подчеркивает их литолого-фациальную самостоятельность в общей, весьма пестрой гамме осадков пойменного аллювия Оби.

IV. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ОЗЕРНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫХ И АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Особенности вещественного состава третичных и плейстоценовых отложений Томского и Нарымского Приобья выявляются при рассмотрении особенностей минерального состава песчано-алевритово-глинистых частиц и изменения количества и качества карбонатных диагенетических новообразований.

Отложения козюлинского озерно-аллювиального, киреевского аллювиально-озерного и таганского аллювиального литокомплексов палеоген-неогенового возраста имеют однотипный минеральный состав песчано-алевритовой фракции. Среди минералов легкой фракции основными являются: кварц, полевые шпаты, в небольшом количестве присутствуют слюды, хлорит, во фракции содержатся обломки пород. Среди минералов тяжелой фракции преобладают рудные, роговая обманка и эпидот-цоизит; присутствуют гранат, циркон; характерно почти полное отсутствие пироксенов. Различия свит по минеральному составу заключаются в основном в небольших изменениях количественных соотношений минералов. Отложения миоцен-плиоцена (таганский комплекс) отличаются большим количеством граната (3—4%) и лучшей сохранностью минералов по сравнению с более древними отложениями. В озерно-болотных отложениях олигоцена (козюлинский комплекс) много ильменита и лейкоксена. Характерной чертой третичных отложений является угловатая и полуугловатая форма песчаных и алевритовых частиц.

Нижнеплейстоценовые отложения (кривошеинской литокомплексе) близки к третичным отложениям по составу минералов тяжелой и легкой фракций, по плохой окатанности этих частиц. Отличительной особенностью нижнеплейстоценовых и плейстоценовых отложений вообще является лучшая сохранность минералов, общая свежесть минералогического комплекса, несколько повышенное содержание роговой обманки и появление минералов из группы пироксенов в количестве 1—4%. Среди пироксенов, как отмечает Н. И. Парвицкая (1947), резко плеохроирующий гиперстен имеет корреляционное значение.

Среднеплейстоценовые отложения отличаются от нижнеплейстоценовых гораздо более разнообразным составом минералов тяжелой и легкой фракций. В разрезах Томского и Нарымского Приобья среди минералов легкой фракции отмечаются кварц, полевые шпаты, мусковит, биотит, во фракции встречаются обломки пород. Минералы тяжелой фракции представлены роговой обманкой, эпидотом-цоизитом, рудными, моноклинным пироксеном, в долях процента содержатся сфен, апатит, ставролит, дистен, рутил, турмалин. Форма песчаных частиц этих отложений полуокатанная, полуугловатая, появляются окатанные частицы. Среднеплейстоценовые отложения в пределах каждого разреза имеют довольно разнообразный состав тяжелой и легкой фракций. Ввиду этого по минеральному составу практически не различаются толщи разного генезиса и возраста, формировавшиеся в периоды потепления и похолодания (alQ_2^1 , lQ_2^2 ,

al- Q_2^3 — Q_2^4) (см. разрезы Вороновского, Кривошеинского, Каргинского, Вискова и Чагина яров.) Однако приведенные нами некоторые данные Е. П. Нагорской по отложениям из бассейна Чулыма свидетельствуют, что, изучая значительно обогащенный комплекс тяжелых минералов, можно найти существенные отличия в составе терригенных минералов выделенных толщ и тем самым определить еще один критерий для расчленения этих отложений.

Сохраняясь довольно постоянным в пределах разреза, минеральный состав среднеплейстоценовой толщи отчетливо изменяется по простиранию от разреза к разрезу. Например, некоторые разрезы Нарымского и Томского Приобья отличаются повышенной слюдястостью среднеплейстоценовых осадков. Отложения у с. Вертикос содержат мусковита до 25%, отложения у с. Кривошеино во фракции 0,25—0,1 мм содержат биотита до 88%. Повышенная слюдястость этих осадков может объясняться микрофаціальными условиями осадконакопления в озерных водоемах, так как слюды вследствие своей плавучести отклоняются от нормального распределения по удельному весу.

Многими исследователями подмечена закономерная смена минерального состава от Нарымского к Томскому Приобью, с севера на юг. Так, осадки Нарымского Приобья (Висков и Чагин яры) отличаются несколько пониженным содержанием кварца и полевого шпата при значительном содержании обломков пород. В шлифах встречаются единичные зерна осветленного глауконита. В составе тяжелой фракции преобладают рудные (до 50—60%). Для отложений Томского Приобья, изученного более подробно, отмечается обеднение минерального многообразия с севера на юг, от Колпашевской впадины до зоны Томь-Кольванского поднятия (Березкина, 1958). Эти направленные изменения минерального состава объясняются, видимо, процессом механической дифференциации материала, поступающего также и со стороны ледника.

Наиболее общие изменения состава тяжелой и легкой фракций отражены в работе Е. В. Шумиловой (1963), согласно исследованиям которой среднеплейстоценовые осадки этих районов располагаются в пределах четырех терригенно-минералогических провинций. Севернее устья Чулыма выделена пироксен-амфибол-эпидотовая провинция. Южнее устья Чулыма на левом берегу Оби апатит-гиперстен-амфибол-эпидотовая провинция сменяется далее вверх по течению циркон-гиперстен-амфибол-эпидотовой. Междуречье рек Томь—Чулым характеризуется пироксен-амфибол-эпидотовой провинцией. Результаты этой работы показывают, что формирование среднеплейстоценовых отложений происходило при участии разносторонних источников питания, в том числе и ледникового, на что указывает высокое содержание пироксена в северном и северо-восточном участке района (Мизеров, 1956; 1964; 1966).

Следовательно, при корреляции среднечетвертичных отложений по минеральному составу необходимо учитывать изменения его в зависимости от источников питания, процесса механической дифференциации минералов во время переноса и микрофаціальных условий осадконакопления.

Минеральный состав верхнеплейстоценовых отложений сходен с минеральным составом среднеплейстоценовых отложений. Песчаная фракция верхнечетвертичных отложений окатанная, наибольшей окатанностью отличаются отложения II надпойменной террасы. Состав тяжелой и легкой фракций покровных суглинков несколько обеднен по сравнению с аллювиальными и озерно-аллювиальными отложениями, в них в меньших количествах присутствуют циркон, гранат, турмалин, сфен, ильменит, моноклинный пироксен и биотит. Верхнеплейстоценовые отложения раз-

разов Чагина, Вискова, Каргинского яров отличаются обилием осветленного глауконита.

Глинистая фракция, отмученная по методу Викуловой, исследовалась на микроскопе Мин-8 с помощью фазово-контрастного устройства КФ-4, рентгеноструктурного фазового анализа, электронномикроскопического на микроскопе ИЕМ-5G, электронографического (Сухорукова, 1965).

Глинистая фракция олигоцен-миоценовых глинистых пород представлена в основном гидрослюдой с примесью бейделлита, каолинита, галлуазита, карбонатов, кварца, пирита (Вашковский, 1956); по данным Г. М. Березкиной — гидрослюдой с незначительной примесью монтмориллонита и кварца.

По составу глинистых минералов нижнеплейстоценовые отложения очень сходны с третичными. Глинистые минералы отложений Томского Приобья представлены в основном гидрослюдой с примесью каолинита (Березкина, 1958). Изучение нижнеплейстоценовых суглинков, вскрывающихся в обнажении у с. Карга (Нарымское Приобье), показало, что их глинистые минералы представлены в основном хлоритом, а также гидрослюдой и в небольшом количестве каолинитом.

Минералогический состав глинистой фракции среднеплейстоценовых отложений, так же как состав терригенной части пород, отличается от нижнеплейстоценовых большим разнообразием минеральных видов. По данным наших определений были установлены следующие минералы: гидрослюда, хлорит, монтмориллонит, каолинит. По исследованиям, проведенным Г. М. Березкиной с помощью термического анализа и окрашивания (район Томского Приобья), глинистые минералы представлены гидрослюдой с примесью монтмориллонита. Некоторые расхождения в составе (по нашим определениям и определениям Г. М. Березкиной) могут быть объяснены разной методикой определения, а также более северным местонахождением изученных разрезов.

Необходимо отметить, что глинистые минералы среднеплейстоценовых отложений изменяются по составу и количественному соотношению снизу вверх по разрезу без определенной закономерности (разрезы Амбарцевского, Каргинского, Вискова, Чагина яров). Поэтому расчленять и сопоставлять разрезы по составу глинистых минералов весьма затруднительно. Например, в Амбарцевском яре Томского Приобья старичные суглинки вороновского межледниковья (Тобольский аллювий) по составу глинистых минералов четырехкомпонентны, они содержат монтмориллонит, хлорит, гидрослюду и каолинит. Глинистые минералы коррелятивных отложений Нарымского Приобья (Чагин и Висков яры) представлены гидрослюдой, каолинитом, монтмориллонитом. Вышележащие суглинки Амбарцевского яра, формировавшиеся в период самаровского оледенения и самаровско-тазовского межледниковья, содержат только хлорит и гидрослюду. Ленточноподобные озерные суглинки района Нарымского Приобья, формировавшиеся в период самаровского оледенения и последующего межледниковья, имеют в составе гидрослюду, каолинит, монтмориллонит, причем на первое место выходят то гидрослюда, то каолинит. Особенностью суглинков, формирование которых условно отнесено ко времени тазовского оледенения, является преобладание среди глинистых минералов монтмориллонита.

Создается впечатление, что состав глинистых минералов, так же как и состав терригенных комплексов, обедняется с севера на юг от трехкомпонентного до двухкомпонентного, что особенно ясно видно в отложениях, формировавшихся в период самаровского оледенения.

Имеющиеся данные о разнообразном составе глинистых минералов

могут быть истолкованы как указание на различные источники поступления глинистого материала в водоемы и механическую дифференциацию в них глинистых минералов.

Весьма характерным оказывается состав глинистых минералов верхнеплейстоценовых отложений. По данным наших определений, верхнеплейстоценовые отложения имеют трехкомпонентный состав глинистых минералов: монтмориллонит, хлорит, гидрослюда (Томское Приобье); монтмориллонит, гидрослюда, каолинит (Нарымское Приобье). Отмечается преобладание монтмориллонита во всех изученных разрезах. Кроме того, в верхнечетвертичных отложениях (разрез с. Карга) были обнаружены диагенетические выделения железистого монтмориллонита (Сухорукова, Мизеров, 1963). Значительно более высокое содержание монтмориллонита по сравнению с осадками среднечетвертичного возраста может свидетельствовать о более энергичном размыве дочетвертичных и четвертичных морских осадков и большем привносе обломочного материала с севера, нежели в среднечетвертичную эпоху. Подтверждением этому служит обилие осветленного глауконита и створок диатомей. Но монтмориллонит мог образоваться на месте при интенсивном промывании осадка кислыми водами, обусловившими изменения в кристаллической решетке гидрослюдистых минералов и образование монтмориллонита аналогично изменению минералогического состава глинистых частиц, происходящему в процессе облессования (Сергеев, Минервин, 1960). Интересные данные получены при изучении распределения карбонатов по разрезам и площади. Карбонаты, присутствующие в миоценовых глинах в виде многочисленных округлых тонкозернистых агрегатов, а в олигоценых — в виде мелких алевритовых зерен, могут быть, по-видимому, отнесены к диагенетическим новообразованиям. Содержание карбонатов 1,12—2,3%. По количественному содержанию карбонатов, которое колеблется до 3%, нижнеплейстоценовые отложения Томского Приобья очень близки к третичным отложениям.

Среднеплейстоценовые отложения Томского и Нарымского Приобья отличаются по составу карбонатных диагенетических новообразований. Все разрезы Томского Приобья, включая долину р. Чап (с. Подгорное), в изобилии содержат кальцит. Отложения Нарымского Приобья (Висков, Чагин яры) содержат диагенетический минерал — сидерит. В отличие от кальцита сидерит образуется в условиях более прохладного гумидного климата. Поэтому во внеледниковой области этого района можно выделить две широтные географические зоны диагенетического минералообразования в среднечетвертичную эпоху: северная, «сидеритовая», зона (от устья Тыма и севернее) охватывает северные районы Нарымского Приобья и южная, «кальцитовая», зона (устье Чулыма и южнее) расположена в Томском Приобье (Вотах, Стрижова, Сухорукова, 1965).

Количественное содержание и форма выделения кальцита или сидерита изменяются в разрезах послойно соответственно генезису пород. Характер изменения содержания кальцита достаточно хорошо виден на примере изученных отложений Амбарцевского яра. Так, в основании разреза суглинистые прослои в диагональных песках, согласно полевому опробованию, бурно вскипают с соляной кислотой. Вышележащие голубоватые суглинки с вивьянитом и торфяником старичного типа не вскипают с соляной кислотой, но при микроскопическом наблюдении в них обнаружены полуокатанные зерна кальцита алевритовой разности, видимо, обломочного происхождения. Содержание карбонатов в этом суглинке колеблется от 0,80 до 2,3%. На основании этого можно отметить уменьшение содержания кальцита в верхней части толщи тобольского, вороновского межледниковья (пойменные фации вертикалосовской свиты). Вышележащие

озерные и аллювиально-озерные среднечетвертичные отложения (озерные осадки вертикосовского и соколовского литокомплексов) содержат карбонатов от 2 до 10%. Суглинки и пески, формировавшиеся во время самаровско-тазовского межледниковья, бурно вскипают с соляной кислотой, содержат много кальцита обломочного и диагенетического. В верхней части суглинков времени тазовского оледенения содержание карбонатов резко уменьшается.

Значительное уменьшение содержания кальцита в перечисленных слоях можно объяснить, главным образом, фациальными особенностями пород, т. е. большим растворением кальцита в обстановке старичных и болотных водоемов, содержащих за счет органики много углекислого газа. Так как смена условий осадконакопления тесно связана с колебаниями климата, понижение содержания кальцита совпадает с похолоданиями климата (начало тазовского и самаровского оледенений).

Характер колебания содержания сидерита в отложениях среднечетвертичного возраста в Нарымском Приобье хорошо виден в разрезе отложений Вискова и Чагина яров. Ленточноподобные суглинки Вискова и Чагина яров (озерные фации вертикосовского комплекса осадков периода самаровского оледенения) представлены чередованием тонких прослоев темно-серого и светло-серого суглинков с обилием тонкозернистого сидерита. Вышележащие аллювиально-озерные суглинки времени самаровско-тазовского межледниковья содержат крупные сидеритовые конкреции, характеристика которых приведена выше. В озерно-болотных суглинках тазовского века из Чагина яра карбонатов нет. В Висковом яре отмечается присутствие зерен сидерита. Таким образом, формы выделения сидерита, отражающие обстановку осадконакопления, помогают выделить отложения, формировавшиеся в ледниковые и межледниковые эпохи — в эпохи похолоданий и потеплений климата.

Судя по полевым опробованиям и микроскопическим наблюдениям, верхнечетвертичные отложения Нарымского Приобья бескарбонатны, тогда как лессовидные суглинки Томского Приобья в долине Оби содержат в большом количестве кальцит — до 10—13%.

Для физико-химической характеристики пород были сделаны многочисленные определения рН глинистых и суглинистых третичных и плейстоценовых пород, вскрываемых в разрезах у сел Прохоркино, Вертикос, Карга, Амбарцево, Золотушка, Поздняково. Значения рН колеблются от 5,5 до 7,3 и указывают на кислую реакцию среды, причем в верхней части разрезов она более кислая, чем в нижней. Граница, отделяющая верхнюю часть разрезов со значениями рН меньше 6 и нижнюю часть разрезов со значениями рН больше 6, находится в обнажениях на разной глубине. В разрезе у с. Прохоркино она находится на глубине 10 м, у с. Вертикос — 8 м, у с. Карга — 3,5 м, у с. Золотушка — 7 м. У с. Амбарцево и, очевидно, в более южных разрезах такой границы провести нельзя, так как весь разрез характеризуется значениями рН больше 6,0.

Закономерности изменения значений рН указывают, что эта характеристика отражает современную сложившуюся концентрацию водородных ионов, которая может отличаться от первоначально существовавшей в период осадконакопления. Поэтому все колебания значений рН определяются литологическими особенностями пород (гранулометрическим составом, содержанием органики и карбонатов), а также воздействием процессов почвообразования.

Таким образом, при расчленении разрезов Томского и Нарымского Приобья можно использовать некоторые литологические критерии, такие как состав песчано-алевритовой и глинистой фракций, окатанность частиц, формы выделения диагенетических новообразований. Причем опре-

деляющим становится то один, то другой признак в зависимости от возраста отложений. Труднее всего отличить нижнеплейстоценовые отложения от третичных, так как плейстоценовые отличаются лишь общей свежестью минералогического комплекса, несколько иным содержанием минералов и появлением небольшого количества пироксенов. Нижнеплейстоценовые отличаются от среднеплейстоценовых по степени окатанности частиц, в нижнеплейстоценовых отложениях, как и в третичных, преобладают угловатые частицы, а в среднечетвертичных преобладают полукатанные, окатанные частицы. Верхнеплейстоценовые отложения отличаются по составу глинистых минералов, в которых преобладает монтмориллонит.

Изучение литологии современного аллювия Оби показало его тесную связь с физико-географической обстановкой и геологическим строением района, которые, изменяясь сверху вниз по течению, определяют соотношение влекомых, взвешенных и растворенных веществ и, следовательно, определяют строение аллювия.

В районе Томь-Кольванского поднятия (Томское Приобье, особенно в районе г. Новосибирска) преобладает влекомый и взвешенный песчаный материал. Севернее, ввиду сильной залесенности и заболоченности, рыхлые третичные и четвертичные отложения поставляют мало взвешенных наносов, но дают много растворенных органических веществ и растворенного железа в виде коллоидных органо-минеральных растворов. Особенно много органического вещества несет р. Тым, вода которой имеет интенсивно-бурый цвет. Плоский рельеф местности, его малые уклоны, обилие озер и болот, сильно растянутое половодье способствуют почти полному осаждению материала. Ввиду этого пойменный современный аллювий отличается повышенной глинистостью.

Вопросы, касающиеся изменения минерального состава песчано-алевритовой фракции вниз по течению и влияния притоков на состав аллювия, не ставились при проведении наших исследований. О составе терригенных минералов можно судить по результатам изучения шлифов и многочисленных определений тяжелой и легкой фракций. Минеральный состав алевритовой фракции представлен кварцем (50—70%), затем полевым шпатом, обломками выветрелых пород, мусковитом, хлоритом, измененным биотитом; в тяжелой фракции много рудных, эпидота, роговой обманки, циркона.

Изучение состава глинистых минералов пойменных и старичных фаций показало, что они представлены в основном гидрослюдой, хлоритом с примесью каолинита и однообразны в пределах Нарымского Приобья. Несколько отличный состав (преобладание хлорита, радиально-лучистые агрегаты его) отмечается ниже устья Чульма (Сухорукова, 1965).

Таким образом, на пойму поступает определенный осредненный по составу материал, песчано-алевритовый и глинистый, который попадает в резко различные условия старичных и пойменных водоемов и претерпевает существенно разные изменения.

Необходимо кратко рассмотреть условия осадконакопления в старичных водоемах. Эти водоемы разного генезиса и морфологии, по-разному связаны с руслом, в них формируются разнообразные микрофации старичного аллювия. Все старичные водоемы являются, в сущности, озерами разной глубины и разной степени биологической продуктивности. По степени биологической продуктивности можно выделить: затон с небольшим количеством подводной растительности, озеро с обилием подводной растительности; изолированные водоемы и болота с надводной растительностью. По степени биологической продуктивности эти водоемы могут быть отнесены к политрофным и по наличию большого количества растворенного

гумусового вещества — к дистрофным озерам. Поэтому осадки озерных и изолированных старичных водоемов отличаются большим содержанием растительных почерневших остатков. Под микроскопом видно, что растительные остатки гелефицированные и фюзенизированные.

Условия осадконакопления старичных водоемов способствуют формированию высокопористых осадков. Большое количество органического вещества, кислые значения рН среды создают условия быстрой коагуляции минеральных коллоидов и осаждения их. В результате образуются осадки с низкой плотностью. Например, в изолированных старичных водоемах, в которых особенно много органического вещества, отмечаются наиболее рыхлые осадки (мон. 60, см. табл. 10). Обильная подводная растительность оставляла после отмирания большое количество пор в осадке, создавая первичную макропористость и даже комковатость старичных серых суглинков.

Несмотря на молодость старичных суглинков, в них произошли заметные химические изменения некоторых терригенных минералов и появление новых диагенетических минеральных образований. Среди терригенных минералов более всего изменен биотит. При полевом исследовании было отмечено, что старичные серые и голубые суглинки повсеместно лишены биотита, а в лежащих выше пойменных бурых суглинках присутствуют и биотит и мусковит. Естественно, что в старичные водоемы биотит привносился наряду с мусковитом, и его отсутствие можно объяснить изменением его при диагенезе старичных суглинков. Действительно, при микроскопическом изучении видно, что биотит расщепляется, разбухает, осветляется с соответствующим понижением двупреломления. При этих процессах гидратации, расщепления биотита происходит вынос железа, титана и других элементов.

Характерным диагенетическим минералом старичных суглинков является вивианит. Вивианит часто развивается по растительным остаткам в виде белых лучистых скоплений на свежем изломе и в виде синих примазок на выветрелой поверхности. Под микроскопом вивианит часто представлен лучистыми кристаллами с ясным плеохроизмом от бледно-оливково-зеленого до темно-синего цвета. Восстановительная среда в осадке, большое количество растительных остатков обусловили возможность скопления в значительных количествах вивианита с образованием его месторождений.

В суглинках поймы широко развит лейкоксен в виде тонкозернистых скоплений, образовавшихся за счет разрушения силикатных, органо-минеральных веществ и, видимо, ильменита. Содержание титана в глинистой фракции, по данным количественного спектрального определения, колеблется от 1,4 до 0,18%, причем отмечается ясное уменьшение содержания титана вниз по течению. Кроме того, в старичных суглинках содержания титана выше, чем в пойменных, видимо, из-за того, что в старичных суглинках идет интенсивное разложение биотита, поставляющего титан.

В старичных суглинках поймы при многочисленных микроскопических и полевых исследованиях не были обнаружены карбонаты. Это объясняется тем, что озера получают речную воду с карбонатами, далекими от насыщения, являющуюся поэтому агрессивной по отношению к карбонатам.

Кислотно-щелочной и окислительно-восстановительный режимы старичных озер очень неустойчивы и изменяются в течение годового цикла в широких пределах (Страхов, 1954). Это обуславливается сезонными изменениями биологической продуктивности водоема, а также расслоением воды дважды в году (зимой и летом) на горизонты разной плотности и температуры или термической стратификацией озерной воды. Зимой и летом

процессы и расслоения воды особенно резко выражены. В условиях долгой сибирской зимы этот процесс оказывается главным. При этом резко увеличивается содержание CO_2 , рН природной воды становится резко кислой, Eh имеет низкие и отрицательные значения. В связи с увеличением массы углекислого газа и уменьшением кислорода в зимний период происходит замор рыбы в озерах. По степени развития заморных явлений долина Оби разделяется на три участка: 1) незаморный — южнее г. Колпашева, 2) переходный — с неполным и неежегодным замором — севернее г. Колпашева, 3) заморный — низовье Оби. Томское и Нарымское Приобье располагается в пределах первой и второй зон. Большое количество углекислого газа в водоемах особенно зимой способствует растворению карбонатов, поэтому обломочные карбонаты не сохраняются. Единственным видом карбонатообразования остается биологическое выделение кальцита организмами. В старичных суглинках отмечены немногочисленные находки раковин, но тонких, угнетенных.

Пресноводный мел и мергель, отмеченные на пойме, приурочены к притеррасной зоне пойменных террас, примыкающей к более высоким террасам и «материкам», и обычно встречаются в более южных районах исследованного региона — в Томском Приобье. Источником кальцита для отмеченных скоплений его являются карбонаты, по-видимому, вынесенные из отложений «материков» и террас.

При микроскопическом изучении пород поймы Нарымского Приобья были обнаружены остатки организмов с кремневым скелетом: спикулы губок, диатомовые водоросли. Разрушение, растворение этих организмов происходило в осадке, поэтому можно говорить о выносе кремнезема при диагенезе старичных и пойменных суглинков. Более всего организмов с кремневым скелетом обнаружено в изолированных старичных водоемах.

Условия формирования пойменных отложений отличны от старичных. Собственно пойменным режимом осадконакопления характеризуется внутренняя часть поймы. Огромные пространства ежегодно заливаются полыми водами. Наблюдения показывают значительное посветление паводковых вод в период спада половодья. Видимо, большая часть материала успевает осадиться. Пойменные водоемы существуют 2—3 месяца, ввиду мелководности и интенсивного перемешивания воды пойменные водоемы, видимо, отличаются высокими и положительными значениями Eh. После спада паводковых вод пойменные осадки оказываются в субаэральных условиях, происходит окисление гидроокислов железа и порода приобретает бурые, красно-бурые цвета, начинают развиваться почвообразовательные процессы и бурный рост растительности. Этим пойменные суглинки отличаются от старичных. Условия осадконакопления и диагенеза создают характерную макропористость бурых пойменных суглинков.

По составу терригенных компонентов пойменные отложения одинаковы со старичными. Но в пойменных суглинках не отмечены процессы изменения (гидратации и расщепления) биотита, столь характерные для старичных суглинков. Отличия наблюдаются и в составе диагенетических минералов.

При полевых и макроскопических исследованиях была отмечена значительная ожелезненность пойменных суглинков. Ярко-красные, охристые, бурые гидроокислы железа выполняют поры, обволакивают отдельные комочки породы, иногда создают прослой из гидрогетитовых трубочек, образованных по корням растений. В серых суглинках на выветренной поверхности ложится зеленовато-бурый налет, по отдельным трещинам наблюдаются красно-охристые налеты.

Общее содержание железа в старичных серых суглинках немного выше карловых значений, крайние значения 4,71—8,62%, средние значения

5,59—6,31%. Бурые суглинки характеризуются содержанием железа от 5,03 до 8,62, преобладающие значения от 5 до 6,5%. Так как объемный вес суглинков очень различен, то абсолютные количества железа будут также различны. Например, образцы 84 и 86 (с. Могочино) имеют объемный вес 1,32 и 1,53 г/см³, а содержание железа одинаково — 5,59%. Пересчет на абсолютную массу железа 0,074 и 0,086 г/см³. Другой пример, образцы 55 (с. Усть-Тым) и 62 (с. Карга) с объемным весом 1,19—1,31 г/см³ и 0,084 г/см³ и содержанием железа 6,47 и 6,39% дают абсолютное количество Fe₂O₃, равное 0,077 и 0,084 г/см³.

Абсолютная масса железа в серых суглинках колеблется от 0,066 до 0,108 г/см³, в бурых суглинках от 0,066 до 0,112 г/см³, т. е. содержание железа в старичных и пойменных суглинках одинаково. Содержание железа увеличивается в отложениях тех разрезов поймы, которые близко подходят к «материкам», сложенным среднечетвертичными отложениями (у с. Вертикос, Коломино, Молчаново, Карга, см. табл. 7).

Содержание Fe₃O₃, растворимого в серых суглинках, колеблется от 0,02 до 0,056 г/см³, преобладают значения 0,03 г/см³. Содержание Fe₂O₃, растворимого в бурых суглинках, колеблется от 0,019 до 0,052 г/см³, преобладают значения 0,03—0,04 г/см³, т. е. практически содержание окисного растворимого железа тоже одинаково.

Определение растворимого FeO показывает, что старичные голубые суглинки содержат закисного железа от 0,0052 до 0,0133 г/см³. Преобладающие значения 0,0080—0,0090 г/см³. Пойменные бурые суглинки содержат закисного растворимого железа от 0,0041 до 0,0132 г/см³, преобладают значения от 0,0060 г/см³. Таким образом, старичные и пойменные суглинки различаются по количеству закисного железа.

С целью физико-химической характеристики пород были определены значения рН пойменных и старичных суглинков. Для макрофации пойменного суглинка с большим количеством окислов и гидроокислов железа преобладают значения рН 5,8—6,0. Суглинки старичной макрофации по значению рН разделяются на две группы. Первая группа, суглинки голубовато-серые, горизонтальнослоистые, однородные, с вивианитом (озерные фации), характеризуется значениями рН=6,0—6,3. Вторая группа, суглинки серые, с коричневатым оттенком, с прослоями торфа или макропористые, мелкокомковатые (фации изолированных водоемов), имеет значения рН = 5,5—5,8. Значение рН, или концентрация водородных ионов, тесно связано с содержанием органического вещества и зависит от воздействия современных почвообразовательных процессов.

V. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ ПО ДАННЫМ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА

Палеоботаническое изучение разрезов долины Оби в пределах исследованного региона, охватывающего Среднее Приобье, выявило ритмичность в изменении климата и растительного покрова. К сожалению, палеоботанически изучены значительно лучше разрезы водораздельных аккумулятивных равнин, сложенных ниже- и среднечетвертичными осадками. На приведенных нами диаграммах (рис. 46) можно видеть ритмичное изменение типов спорово-пыльцевых спектров, отражающее изменение растительности в антропогене для южного (Томское Приобье) и северного (Нарымское Приобье) районов исследованного региона. Каждому ритму соответствуют одна теплая и одна холодная эпохи. Как можно судить по изменениям спорово-пыльцевых спектров, в четвертичный период происходило неоднократное чередование увлажнения и ксерофитизации климата (рис. 47). Анализ изложенного выше палеоботанического материала по отложениям, отвечающим межледниковым и ледниковым этапам осадконакопления, показывает зависимость изменения растительного покрова от двух основных климатических факторов: теплообеспеченности и увлажненности. Кульминационные моменты изменения климата — максимальную и минимальную теплообеспеченность, максимальную и минимальную увлажненность, по мнению М. П. Гричук, (1960) — было бы правильнее всего использовать для расчленения ледниковых и межледниковых эпох на отдельные этапы, так как переход изменений климата через них каждый раз меняет направление процесса развития растительности, а следовательно, почв и многих других элементов природной среды. В частности, эти же климатические факторы влияют на литологический состав отложений. Характер расчленения каждого ритма и изменение климата, а также климатических стадий ледниковых эпох и фаз развития растительного покрова, можно видеть на схеме, приведенной М. П. Гричук (1960) (см. рис. 46). Изученные нами самые древние (нижнеплейстоценовые) четвертичные отложения вскрываются всего лишь в нескольких разрезах долины Оби — напротив с. Амбарцево (Амбарцевский яр), близ устья Чулыма и несколько южнее — у с. Кривошеино, а также в обнажениях с. Карга и Чагина яра. Они, прослеживаясь в основном в скважинах, сложены серовато-сизыми довольно плотными суглинками — сизыми суглинками (Сукачев, 1933, 1935; Никитян, 1940). Подстилающие их аллювиальные пески (нижняя часть кривошеинского комплекса) наиболее полно изучены в правобережной зоне Оби (Тымское Приобье), непосредственно примыкающей к исследованному региону. Для этого наиболее древнего четвертичного аллювия характерны спорово-пыльцевые спектры, свидетельствующие о распространении темнохвойной растительности — кедрово-пихтово-еловые леса. Свообразными руководящими представителями растительного покрова той эпохи являются некоторые виды широко распространенных печеночных мхов, таких как *Riccia cristallina* и *R. frostii*. Последний вид наиболее типичен для доледникового века и не характерен для спорово-пыльцевых спектров более поздних межледниковий (Стрижова, 1962, 1966).

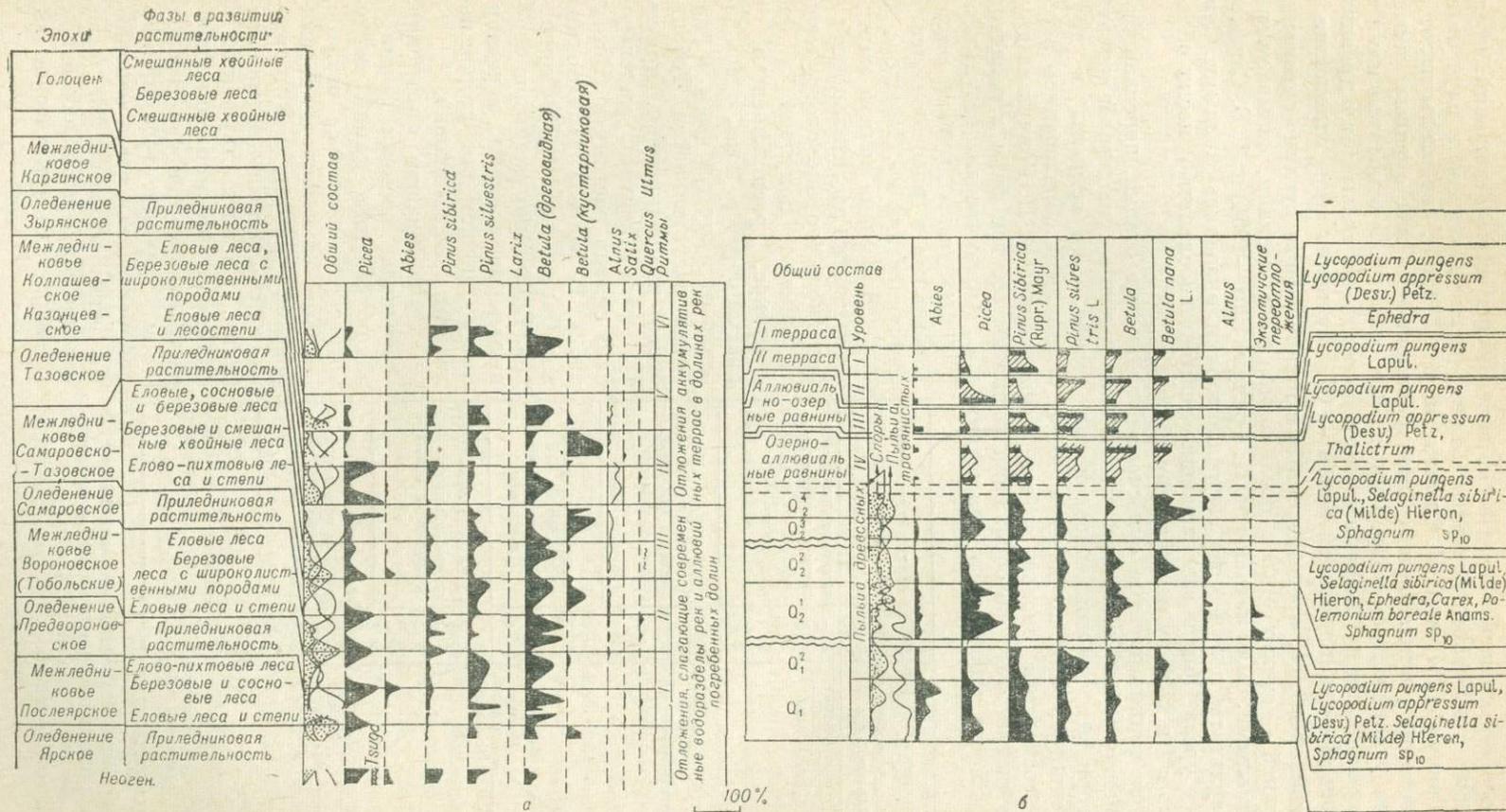


Рис. 46. Обобщенные спорово-пыльцевые диаграммы плейстоцена:
 а — Томское Приобье по М. П. Гречуку; б — Нарымское Приобье по А. И. Стрижовой.

Спорово-пыльцевые спектры из залегающих выше отложений, представленных в основном в озерных фациях (сизые суглинки) и изученные М. П. Гричук (1957) и А. И. Стрижовой (1962, 1966), свидетельствуют о существовании растительности, произрастающей в более суровых климатических условиях, чем современные. Эти отложения относятся нами к нижнему плейстоцену, а время формирования их мы связываем с древним ледниковьем — демьяновским веком — Q_1^2 . Лежащие выше отложения в Кривошеинском яре, представленные в нижней части суглино-супесями, а в верхней — светло-серыми среднезернистыми песками, называемыми диагональными, были изучены М. П. Гричук (1961—1964) и М. Б. Садиковой. Результаты, полученные обоими авторами, оказались сходными. Суглинки (у уреза Оби) и вышележащие диагонально-слоистые пески образовались в I и II фазу межледниковой эпохи.

Более тонкозернистые супесчано-суглинистые осадки, переслаивающиеся между собой (тонкозернистые пески, супеси и суглинки) и венчающие горизонт диагонально-слоистых песков, были вскрыты в другой расчистке. Они, по данным М. Б. Садиковой, образовались в условиях господства еловой тайги. Одновременно М. П. Гричук из другой расчистки этого же обнажения выявлены все три фазы в развитии растительности тобольского межледниковья. Аналогичные результаты

были получены другими исследователями в ряде обнажений (Амбарцевский яр, Стрижова А. И.). Довольно полная картина в развитии растительности тобольского (воронковского) межледниковья получена в яре Вертикос, расположенном в правом борту р. Тым. Здесь наблюдаются все три фазы в развитии растительности Тобольского межледниковья, причем III фаза (верхний максимум ели) сильно растянута (Вотах, 1962). В разрезе Прохоркина или Чагина яра А. И. Стрижовой (1962) обнаружены спорово-пыльцевые спектры, характерные в основном для второй половины межледниковья.

Вышележащие отложения, отвечающие времени формирования озерных фаций вертикаловского комплекса осадков, которые объединяются в самаровский горизонт, характеризуются спорово-пыльцевыми спектрами, свидетельствующими о формировании приледникового растительного покрова с господством травянисто-кустарниковой растительности. Основными эдификаторами его были: карликовая березка, ольховник. Произрастали арктические ви-

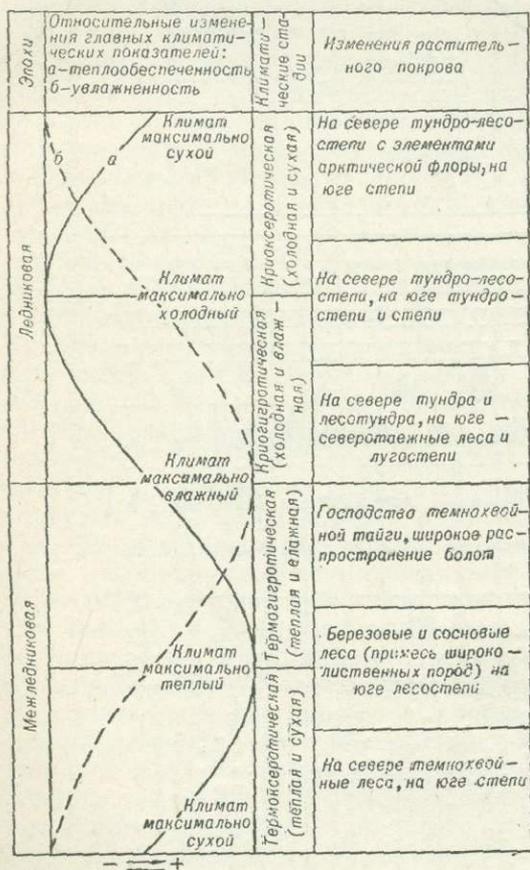


Рис. 47. Схема изменения растительного покрова и климата в межледниковые и ледниковые эпохи (по М. П. Гричук):

а — теплообеспеченность; б — увлажненность.

ды плаунов, сибирский плаунок, распространенный в настоящее время на северо-востоке Сибири и в альпийской зоне гор Восточной Сибири, и некоторые другие холодолюбивые растения. Отложения, охарактеризованные такого рода спектрами, присутствуют во всех изученных разрезах и скважинах Среднего Приобья. Однако отложения, соответствующие по времени формирования максимальному (самаровскому) оледенению, не везде полностью охватывают ледниковую эпоху (эпоху похолодания). Так, в разрезе Красный яр по данным Г. Ф. Букреевой улавливается только наличие отложений второй половины оледенения.

Отложения самаровско-тазовского межледниковья (интерстадиала) характеризуются спорово-пыльцевыми спектрами, свидетельствующими о распространении елово-кедровых и березовых лесов с участками луго-степей (I фаза), постепенно сменяющихся сосновыми и березовыми лесами (II фаза), а затем более влажной еловой тайгой (III фаза). Для этого межледниковья (интерстадиала), как это видно по работам М. П. Гричук, характерен кедр и постоянное присутствие холодолюбивых, что свидетельствует о более континентальных климатических условиях этого времени по сравнению с тобольской (вороновской) межледниковой эпохой.

Наиболее полно все три фазы самаровско-тазовского межледниковья представлены в разрезе озерных осадков, вскрывающихся в обнажениях с. Вертикос, Красный яр, а также у сел Кривошеино и Амбарцево. В разрезах у с. Вороново и с. Прохоркино — Чагин яр обнаружены спорово-пыльцевые спектры, свидетельствующие о том, что эти отложения формировались в основном в первую половину эпохи этого потепления климата.

Перекрывающие их отложения озерного и половодного типов, венчающие разрез соколовского комплекса осадков, накапливались в условиях достаточно сурового и холодного климата тазовской стадии максимального оледенения. Их формирование, как можно судить по спорово-пыльцевым спектрам (села Амбарцево, Кривошеино, Вороново), осуществлялось в основном в первой половине ледниковой эпохи. На основании изучения других разрезов Среднего и Тымского Приобья (в частности, яр Вертикос, Чагин яр) можно говорить только о похолодании климата, так как фазы его изменения выявить не удастся. Об этом достаточно убедительно свидетельствуют спорово-пыльцевые спектры, выделенные из верхней части разрезов данного горизонта, включающих и лессовидные суглинки Среднего Приобья. Для них характерно значительное содержание карликовой березки и сопутствующих ей видов, характерных для тундрово-лесной и тундровой зон.

Характер растительного покрова позднечетвертичной эпохи (Q_3) восстановлен еще недостаточно полно, однако приведенные нами материалы, изложенные в работах М. П. Гричук (1961), Г. Ф. Букреевой (1965), А. И. Стрижовой (1962), Р. П. Костициной, А. И. Стрижовой (1966), позволяют выделить не менее четырех фаз широкого распространения в основном темнохвойной растительности. На смену ей неоднократно приходила растительность перигляциальных условий обитания.

Со временем распространения лесной темнохвойной растительности связывается формирование большей (преимущественно нижней) части аллювия обширных озерно-аллювиальных равнин высоких (IV—III) уровней аккумуляции, а также более низких морфологических уровней (II—I), соответствовавших вторым и первым надпойменным террасам. Распространение перигляциальной растительности характерно для времени формирования более тонкозернистых осадков, слагающих верхнюю часть разреза, охарактеризованных нами четырьмя аккумулятивными морфологически обособленными уровнями, приуроченными к современной долине Оби.

VI. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ПРИОБЬЯ КАК ПОКАЗАТЕЛИ ГЕНЕЗИСА И ВОЗРАСТА

В пределах Среднего Приобья, как это видно из изложенного выше, широко распространены озерные, озерно-аллювиальные и аллювиальные глинистые отложения кайнозоя.

Сложные соотношения этих образований в разрезе и несовершенство существующих методов стратиграфического расчленения континентальных отложений создают трудности при составлении региональной стратиграфической схемы района.

Трудности стратиграфического расчленения обусловлены тем, что не во всех отложениях присутствуют пыльца и споры в достаточно представительном количестве и не во всех отложениях кайнозоя и особенно четвертичных присутствуют семенная флора и фауна, что ограничивает возможности палеокарпологического и палеонтологического методов при стратиграфических и палеогеографических построениях. В целях установления генезиса отложений и их стратиграфического положения нами проводились комплексные работы с включением в этот комплекс грунтоведческого метода исследований.

Такие показатели свойств глинистых отложений, как минералогический и гранулометрический состав, пластичность, влажность, объемный вес и пористость, наиболее полно характеризуют физическую сущность породы. Количественная (цифровая) форма выражения результатов исследований грунтоведческого метода позволяет более убедительно давать сравнительную характеристику разновозрастных и одновозрастных (палеонтологически охарактеризованных и немых) толщ глинистых пород и более уверенно говорить об их генезисе и стратиграфическом положении.

Усредненные значения показателей физико-механических свойств песчано-глинистых пород во многих случаях являются дополнительным, а иногда и единственным критерием для отнесения изучаемых пород к определенному регионально-генетическому типу или стратиграфическому подразделению. Наибольшую ценность представляет использование показателей инженерно-геологических свойств в рассматриваемом направлении для палеонтологически немых и сходных по общим петрографическим признакам пород, в частности для континентальных отложений четвертичного возраста (Приклонский, 1948).

Предпринятые работы в направлении использования показателей состава и физического состояния глинистых пород для установления их генезиса и корреляции разрезов во многих случаях дали положительные и очень интересные результаты.

Так, В. В. Охотиным и П. М. Шнайдер (1950) были получены индивидуальные компрессивные кривые отдельных генетических типов глинистых отложений.

Г. П. Мазуровым (1953) доказана генетическая близость покровных отложений северо-запада европейской части Союза с грунтами развитой там верхней морены, а отложений переходной между нижней и верхней моренами зоны — с грунтами нижней морены. М. П. Лысенко (1953) по

комплексу показателей состава и физического состояния доказана генетическая близость красно-бурых водораздельных глин и светло-палевых лессов. Ранее этим глинам приписывалось морское и водно-ледниковое происхождение.

Ф. В. Котлов (1957) по изучению показателей пластичности предлагает выделять стратиграфический горизонт оксфордских глин района Москвы и ее окрестностей, так как их корреляция по этим показателям более проста и надежна.

Дональд Дж. Истербрук (Easterbrok, 1964) по физико-механическим свойствам различает глинистые отложения, перенесшие нагрузку ледников, от отложений, залегающих вне зоны материкового оледенения. По данным этого автора, показатели плотности пород позволяют различать ледниковые отложения от отложений ледниково-морского дрифта и других осадков, которые не отлагаются ледником.

Имеется также опыт определения стратиграфического положения свит по физическим свойствам (Вассоевич, Вычев, 1958).

В Западно-Сибирской низменности исследования этого направления были начаты авторами настоящей работы (Абрамов, Черноусов; Черноусов, 1961, 1962, 1963, 1964, 1965₁₋₅, 1966₁₋₂).

Физико-механические свойства нами определялись для глинистых пород различного возраста как палеонтологически охарактеризованных, так и отложений, возраст которых не установлен, а стратиграфическое положение не ясно.

Проведенные исследования показывают, что разновозрастные глинистые отложения, образовавшиеся в сходных физико-географических и геохимических условиях и претерпевшие одинаковую историю развития, обладают сходными физическими свойствами. Разновозрастные же отложения имеют и разные показатели физических свойств. Наиболее чувствительными индикаторами изменения условий осадконакопления, по данным наших исследований, являются: гранулометрический состав осадка, показатели пластичности и показатели плотности осадка.

При изучении глинистых отложений мы исходили из основных положений современных научных воззрений. Глинистому осадку присущи такие процессы, как коагуляция, сенерезис, старение и кристаллизация коллоидов. Направление этих процессов, их интенсивность определяются общими физико-географическими условиями осадконакопления, условиями диагенеза осадка и времени его существования.

В зависимости от того, в каком водном бассейне происходит осадконакопление (нормально соленом, опресненном, пресном), поступают ли в этот бассейн органические коллоиды и в каком количестве, будет по-разному происходить коагуляция, будут формироваться глинистые отложения, характеризующиеся различными физическими свойствами.

На скорость оседания тонких частиц в водоеме большое влияние оказывает температура водной среды. По данным Ф. В. Чухрова (1955), тончайшая муть в 1 л океанической воды при температуре 26—27° по истечении 5 суток сохранилась в количестве 0,3 мг, а при температуре 5—10° — 1,8 мг.

В «теплых» водных бассейнах, характеризующихся незначительной плотностью воды, происходит быстрая коагуляция минеральных коллоидов под влиянием растворенных в воде электролитов и повышенной температуры. В итоге образуются осадки незначительной плотности. В «холодных» бассейнах коагуляция замедленная, в результате чего формируются менее структурированные, более плотные осадки. Зависимость плотности осадков от скорости коагуляции доказана экспериментальными исследованиями В. А. Приклонского, И. М. Горьковой (1956).

Средние значения показателей физических свойств
Фациально-генетические типыглинистых отложений Среднего Приобья
и их характеристика

Стратиграфическая шкала		Фац и я глинистых отложений	Литологическая характеристика			
возраст	региональ- ный гори- зонт					
Голоцен	Современный	Фац и я вторичного водоема	Субфац и я от- мирания	Глины бурые, макропорис- тые, с обильным фитодетри- том		
			Субфац и я собст- венно вторич- ного водоема	Глины серые, пастообразные, макропористые, с фитодет- ритом		
		Фац и я внутренней зоны центральной поймы	Глины, суглинки бурые, комковатые, с фитодетритом			
		Фац и я болота	Глины, суглинки бурые, макропористые, комковатые, с обильным фитодетритом и торфом			
		Фац и я ста- ричного озера	Субфац и я изо- лированного озера	Глины темно-серые, пастооб- разные, с вивианитом и рас- сеянным фитодетритом		
			Субфац и я озера	Глины, суглинки темно- серые, макропористые, с рас- сеянным фитодетритом и ви- вианитом		
		Фац и я затона	Суглинки, глины темно- серые, с тонкими прослоя- ми тонкозернистого песка			
		Плейстоцен	Верхний	Q ₄ ³ Сартанский	Старичные и пойменные фац и я аллювия I надпоймен- ной террасы	Суглинки, глины темно- серые тонкослоистые, с рас- сеянным фитодетритом
				Q ₃ ³ Каргинский	Старичные и пойменные фац и я аллювия II надпой- менной террасы	Суглинки темно-серые, плотные, тонкослоистые
					Суглинки, глины темно-серые, с фитодетритом	
Q ₃ ² Зырянский	Субаэральные, эоловые фац и я (лессовые)			Супеси, легкие суглинки светло-бурые, макропорис- тые, карбонатные		
Q ₃ ¹ Казанцевский	Фац и я погребенных почв, аллювий III надпойменной террасы					

Минералогический состав глинистой фракции	Гранулометри- ческий состав, %			Показатели пластичности			Влажность естест- венная, %	Удельный вес, г/см ³	Объемный вес скелета породы, г/см ³	Пористость, %	Коэффициент порис- тости	Показатель уплот- ненности по В. А. Приклонскому	Модуль осадки I, мм/н при P=5 кг/см ² , по Н. Н. Маслоу
	Песок < 0,05	Пыль < 0,005	Глина < 0,005	Верхний предел, %	Нижний предел, %	Число пластичности							
Кварц, гидрослюда, хлорит, органическое вещество, гидроокислы желе- за, каолинит	17	55	28	50,6	26,5	24,1	35,8	2,73	1,28	53,2	1,13	0,38	169
	13	60	27	45,6	25,1	20,5	40,4	2,71	1,28	53,0	1,12	0,24	120
	37	53	10	36,4	23,9	12,5	32,9	2,71	1,33	51,0	1,04	-0,01	68
	16	69	15	38,9	22,1	16,8	32,5	2,71	1,34	50,7	1,03	0,07	120
	16	57	27	57,2	28,5	28,7	47,7	2,72	1,20	56,0	1,27	0,37	—
	18	64	18	38,6	22,3	16,3	34,9	2,71	1,40	48,5	0,94	0,25	48
	20	65	15	37,6	22,6	15,0	36,7	2,72	1,38	49,2	0,97	0,14	—
	16	66	18	37,1	20,5	16,6	30,6	2,70	1,49	45,0	0,81	0,42	25
	24	60	16	31,9	21,3	10,6	23,4	2,67	1,61	39,4	0,66	0,68	36
	13	65	22	37,9	22,1	15,8	30,5	2,70	1,50	44,2	0,80	0,52	31
22	69	9	27,0	20,0	7,0	12,5	2,72	1,40	49,0	0,95	-1,05	36	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Гидрослюда, као- линит, кварц, монтмориллонит	16	66	18	37,1	20,5	16,6	30,6	2,70	1,49	45,0	0,81	0,42	25
Гидрослюда, као- линит, иллит, кварц	24	60	16	31,9	21,3	10,6	23,4	2,67	1,61	39,4	0,66	0,68	36
Гидроокислы же- леза	13	65	22	37,9	22,1	15,8	30,5	2,70	1,50	44,2	0,80	0,52	31
Монтмориллонит, иллит, каолинит, гидрослюда	22	69	9	27,0	20,0	7,0	12,5	2,72	1,40	49,0	0,95	-1,05	36

Стратиграфическая шкала		Фашия глинистых отложений	Литологическая характеристика	Минералогический состав глинистой фракции	Гранулометрический состав, %			Показатели пластичности			Влажность естественная, %	Удельный вес скелета породы, g/cm^3	Объемный вес скелета породы, g/cm^3	Пористость, %	Коэффициент пористости	Показатель уплотненности по В. А. Приклонскому	Модуль осадки μ , при $P = 5$ kg/cm^2 , по Н. Н. Маслову	
возраст	региональный горизонт				Песок > 0,05	Пыль 0,05 — 0,005	Глина < 0,005	Верхний предел, %	Нижний предел, %	Число пластичности								
Плейстоцен	Средний	Q ₂ ⁴ Тазовский	Половодно-пойменные (облессованные) фашии	Суглинки, супеси светло-бурые, макропористые, карбонатные	Монтмориллонит, каолинит, гидрослюда, кварц	20	65	15	29,5	20,0	9,5	15,0	2,72	1,55	43,0	0,75	0,02	17
			Фашия ледниковых озер	Суглинки темно-серые, тонкослойные	Монтмориллонит, гидрослюда, каолинит, кварц	20	55	25	36,0	21,8	14,2	25,8	2,70	1,58	41,5	0,71	0,69	39
		Q ₂ ³ Ширтинско-мессовский	Старично-пойменные, озерно-болотные фашии	Глины, суглинки темно-серые, слоистые, с фитодетритом и прослоями сидеритов	Гидрослюда, каолинит, кварц	10	54	36	41,9	22,4	19,5	30,1	2,71	1,47	45,8	0,84	0,56	45
			Фашия ледниковых озер	Суглинки темно-серые, тонкослойные, с редким фитодетритом	Гидрослюда, каолинит, монтмориллонит, кварц	12	66	22	35,0	21,2	13,8	29,0	2,71	1,56	42,5	0,74	0,57	23
		Q ₂ ² Самаровский	Фашия собственноледниковая (морена)	Суглинки, супеси серые, монолитные, с исключением гравия и гальки	—	42	51	7	30,0	20,0	10,0	14,0	2,64	1,93	26,9	0,37	1,73	—
		Q ₂ ¹ Тобольский	Старично-пойменные (озерные), болотные фашии	Глины, суглинки темно-серые, голубоватые, с фитодетритом и торфом	Гидрослюда, хлорит, кварц, каолинит, монтмориллонит	12	54	34	40,0	22,0	18,0	33,0	2,71	1,43	47,3	0,90	0,38	26
	Нижний	Q ₁ ² Древний ледниковый	Аллювиальные (флювиогляциальные?) фашии	Суглинки серые, плотные, с включением гравия и гальки (мореноподобные)	—	47	33	20	29,3	18,3	11,0	15,7	2,68	1,87	30,0	0,43	1,21	16
			Старично-пойменные (озерно-болотные) фашии	Суглинки темно-серые, тонкослойные	Гидрослюда, каолинит, хлорит	20	56	24	36,4	21,4	15,0	28,2	2,72	1,55	43,0	0,75	0,59	27
	Миоцен	N ₁ Петропавловский (киреевские, вороновские слои)	Старичные фашии	Глины серые, слоистые, тонкослойные, с включением сидеритов	Гидрослюда, каолинит, кварц	54	21	25	51,4	30,1	21,3	32,3	2,70	1,44	46,7	0,87	0,90	—
			Старично-пойменные, болотные фашии	Глины серые с линзовидными прослоями песка и сидеритовыми включениями	—	30	40	30	41,0	22,0	19,0	29,5	2,71	1,50	44,6	0,80	0,61	20
Олигоцен	Верхний	Pg ₃ ³ Аброямовский (верхнетуртасский)	Озерно-болотные фашии (солончато-водные)	Глины зеленовато-серые, серые, тонкослойные, с лигнитом	Монтмориллонит, гидрослюда, каолинит	18	52	30	57,7	34,3	23,4	44,6	2,61	1,18	55,0	1,21	0,48	37
		Pg ₃ ³ Нижнетуртасский	Озерные фашии (солончато-водные)	Алевриты серовато-зеленые, тонкослойные	—	9	82	9	56,5	48,0	8,5	40,8	2,68	1,28	52,3	1,09	—	—
	Средний	Pg ₃ ² Новомихайловский	Озерно-болотные фашии	Глины серые, зеленовато-серые, с лигнитом	Гидрослюда, каолинит, галлуазит, кварц, карбонаты	16	54	30	38,2	23,6	14,6	25,1	2,70	1,62	40,0	0,67	1,00	31

В зависимости от температуры водоема осадконакопления находится и солевой состав осадка. По данным Н. М. Страхова (1954), химические соединения в теплых водных условиях обычно находятся в фазе более или менее резкого пересыщения, вследствие чего происходит химическое осаждение карбонатов кальция и железа. Эти основные положения подтверждаются данными наших исследований. Осадки, образующиеся в условиях относительно теплых водных бассейнов, характеризуются повышенным содержанием карбонатов железа и меньшей плотностью, чем отложения, сформированные в холодных водных бассейнах.

На ход коагуляции, кроме того, влияют геохимические условия осадконакопления, и в частности реакция среды рН. Так, В. Ф. Чухров считает, что золи водной окиси железа и гумусовые золи вызывают взаимную коагуляцию только при рН от 5,5 до 7,5. В растворах с рН более 7,5 или менее 5,5 наблюдается сильно выраженная пептизация коллоидных частиц водной окиси железа.

В процессе диагенеза происходит дальнейшее изменение осадка, увеличивается его плотность, разрушаются органические коллоиды, происходит старение коллоидов, перекристаллизация тонкозернистых агрегатов в более крупные. Воднокolloидные связи между частицами заменяются кристаллизационными.

Процесс изменения породы во времени отражается и на изменении показателей пластичности, характеризующих взаимодействие породы с водой. Результаты наших исследований (Абрамов, Черноусов, 1962; Черноусов, 1965, 1964) показывают, что с увеличением времени существования глинистой породы происходит уменьшение значений показателей пластичности, активности глинистой фракции и гидрофильности породы.

Таким образом, анализ изменения физико-механических свойств глинистых отложений позволяет выяснить условия образования осадка, проследить путь его преобразования и в конечном итоге судить о времени формирования породы.

В результате проведенных исследований в Среднем Приобье изучены глинистые отложения третичного и четвертичного возрастов аллювиального, озерно-аллювиального, озерного и болотного генезиса. В северной части района — моренные суглинки самаровского оледенения. Исходя из геологического развития территории Среднего Приобья в кайнозой, особенностей литологического состава и инженерно-геологических свойств пород, для каждого регионального горизонта сводного геологического разреза выделены самостоятельные фациально-генетические типы глинистых отложений, характеризующиеся одинаковыми условиями образования.

На основании результатов инженерно-геологических исследований глинистых отложений кайнозоя (см. табл. 1—4, 6, 10, 11, 16, 18—20) составлена табл. 12 осредненных показателей физико-механических свойств, позволяющая проследить закономерности изменения последних в сводном геологическом разрезе Среднего Приобья.

Глинистые отложения среднего олигоцена (Pg_3^{2m} — новомихайловский горизонт (Лагерный сад г. Томска, села Козюлино, Коломино), миоценовые отложения киреевского литокомплекса (alN_1^2p — киреевские и вороновские слои петропавловского горизонта; В. А. Мартынова, 1965) и глины таганского литокомплекса (alN_2^2p — петропавловский горизонт) Томского Приобья характеризуются одинаковым минералогическим составом, сходными структурно-текстурными особенностями и близкими физико-механическими свойствами, что свидетельствует о близких условиях их образования. По всей вероятности, условия осадконакопления в Томском Приобье на протяжении среднего олигоцена-миоцена были неизмен-

ными. Тем не менее разновозрастные глинистые отложения существенно различаются по инженерно-геологическим свойствам. Среднеолигоценовые глины новомихайловского регионального горизонта характеризуются большей плотностью, меньшей влажностью и пластичностью, чем миоценовые глины петропавловского горизонта.

На основании этих особенностей дается предварительное заключение о возрасте некоторых малоизученных третичных глин.

Глины Коломенского яра по физическим свойствам близки к глинам среднего олигоцена (Лагерный сад, с. Козюлино), что позволяет датировать их средним олигоценом и отнести к новомихайловскому региональному горизонту. Кроме приведенных выше результатов изучения третичных отложений, нами были исследованы (Черноусов, 1965) верхнеолигоценовые глинистые отложения, вскрывающиеся в естественных разрезах долины среднего течения Васюгана ($1P_{g_3}^{abg}$ — абросимовский горизонт) и района с. Надды, на правом берегу Иртыша нижнетуртасский горизонт по унифицированной схеме 1960 г.). Характерной особенностью отложений нижнетуртасского и абросимовского горизонтов является присутствие в составе легкой фракции глауконита (Богдашов, 1965). Среди минералов глинистой фракции существенное значение имеет монтмориллонит (Мартынов, 1965).

Флора диатомовых водорослей из отложений нижнетуртасского горизонта, представленная многочисленными видами рода *Melosira*, по определениям Н. Д. Рубиной и Е. П. Бочкова, указывает, что формирование осадков происходило в условиях неглубокого теплого моря средней солёности (Богдашов, Меркулова, Мухина, 1965). О существовании мелководного морского бассейна во время накопления этих отложений, по определениям И. П. Мухиной, свидетельствует и фауна радиолярий.

Присутствие глауконита, повышенное содержание монтмориллонита — индикаторов щелочной среды, состав водорастворимых (табл. 13) и результаты палеонтологических исследований свидетельствуют о солоноватоводных условиях осадконакопления глинистых отложений в Прииртышье и Васюганье в верхнеолигоценовое время.

Особенность геохимической среды осадконакопления верхнего олигоцена сказалась на формировании физико-механических свойств отложений (табл. 14, 15). Глинистые отложения нижнетуртасского и абросимовского горизонтов отличаются от глин среднего олигоцена и миоцена очень высокими значениями показателей пластичности, пористости и сжимаемости. Так, например, по показателям пористости они могут быть приравнены только к наиболее пористым глинам старичного аллювия голоцена (см. табл. 12, рис. 48). Столь высокая пористость этих глин (50,0—58,0%) объясняется тем, что они образовались в теплых солоноватоводных бассейнах вследствие быстрой коагуляции минеральных коллоидов под влиянием повышенного содержания в воде электролитов.

Условия осадконакопления в четвертичное время существенно отличались от третичного времени. Это отличие заключается в значительном похолодании климата Среднего Приобья и интенсивных проявлениях неотектонических движений. Большое влияние на формирование четвертичных отложений в Среднем Приобье оказали неоднократные оледенения севера Западной Сибири.

По физико-механическим свойствам (особенно по показателям плотности) глинистые отложения плейстоцена отчетливо разбиваются на возрастные и генетические группы (см. табл. 12).

Глинистые отложения нижнего плейстоцена выделяются в озерноледниковый генетический тип, представленный старичными и пойменными фациями древнего ледникового регионального горизонта ($1gl + a1Q_1^2 dm$).

Данные состава водных вытяжек верхнеолигоценовых глинистых отложений

№ п/п	Порода, место отбора образца	Положение от урва воды	Плотный остаток в % на 100 г абс. сухой навески	Сумма водорастворимых солей, %	мг-экв/‰ на 100 г абс. сухой породы						
					CO ₃ ^{''}	HCO ₃ [']	Cl [']	SO ₄ ^{''}	Ca ^{..}	Mg ^{..}	Na [·]
1	Глина зеленовато-серая, с. Надцы, Иртыш	0,3	0,086	0,073	Нел	<u>1,12</u> 0,068	<u>0,11</u> 0,004	<u>0,35</u> 0,009	<u>0,85</u> 0,017	<u>0,39</u> 0,005	<u>0,18</u> 0,004
2	Глина с. Надцы	4,5	0,086	0,060	»	<u>1,12</u> 0,068	<u>0,03</u> 0,001	<u>0,35</u> 0,009	<u>0,33</u> 0,007	<u>0,58</u> 0,007	<u>0,10</u> 0,002
<u>Долина Васюгана</u>											
3	Глина, Ершов яр	18,6	0,105	0,080	»	<u>0,094</u> 0,057	<u>0,04</u> 0,001	<u>0,81</u> 0,033	<u>0,54</u> 0,012	<u>0,36</u> 0,004	<u>0,04</u> 0,001
4	» Солкина гора	7,4	0,103	0,040	»	<u>0,12</u> 0,007	<u>0,04</u> 0,001	<u>0,54</u> 0,022	<u>0,36</u> 0,008	<u>0,36</u> 0,004	—
5	» » »	8,7	0,211	0,113	»	<u>0,66</u> 0,040	<u>0,15</u> 0,005	<u>1,11</u> 0,046	<u>1,04</u> 0,020	<u>0,28</u> 0,003	<u>0,79</u> 0,019
6	Глина, с. Айполово	5,5	0,134	0,037	»	<u>0,28</u> 0,017	<u>0,05</u> 0,001	<u>0,40</u> 0,016	<u>0,62</u> 0,012	—	—
7	» »	8,2	0,138	0,090	»	<u>0,40</u> 0,024	<u>0,22</u> 0,008	<u>0,95</u> 0,039	<u>0,74</u> 0,015	<u>0,27</u> 0,003	<u>0,57</u> 0,013
8	Глина, Конев яр	3,8	0,162	0,047	»	<u>0,24</u> 0,014	<u>0,19</u> 0,006	<u>0,45</u> 0,078	<u>0,68</u> 0,013	<u>0,18</u> 0,002	<u>0,02</u> 0,001
9	» » »	11,0	0,303	0,036	»	<u>0,20</u> 0,012	<u>0,05</u> 0,001	<u>0,41</u> 0,017	<u>0,36</u> 0,008	<u>0,36</u> 0,004	—
10	» » »	15,0	0,178	0,118	»	<u>0,70</u> 0,043	<u>0,16</u> 0,005	<u>2,40</u> 0,196	<u>1,18</u> 0,023	<u>0,45</u> 0,006	<u>1,63</u> 0,037

Средние значения физических свойств верхнеолигоценых глин Среднего Васюганья

№ п/п	Порода, место отбора, номер монолита	Положение от уреза воды в Васюгане	Гранулометрический состав, %			Показатели пластичности			Удельный вес, г/см ³	Объемный вес влажностной породы, г/см ³	Объемный вес скелета породы г/см ³	Перистость, %	Влажность естественная %
			Песок > 0,05	Пыл. 0,05— 0,005	Глина < 0,005	Верхний предел, %	Нижний предел, %	Число пласти- чности					
1	Глина темно-серая, Конев яр, М-92	3,8	19	65	16	50,6	33,3	17,3	2,55	1,85	—	—	—
2	Глина зеленовато-серая, Конев яр, М-90	11,0	24	56	20	51,5	31,3	20,2	2,56	1,84	—	—	—
3	Глина серая, Конев яр, М-91	15,0	22	53	25	59,0	38,3	20,7	2,58	1,72	1,20	53,5	43,2
4	Глина зеленовато-серая, с. Айполово, М-86	5,5	19	57	24	52,7	38,5	14,2	2,69	1,72	1,22	54,7	41,2
5	Глина темно-серая, с. Айполово, М-87	8,2	11	44	45	66,0	35,5	30,5	2,64	1,68	1,15	56,4	46,5
6	Глина серая, Солкина гора, М-81	7,4	25	45	30	61,6	35,0	26,6	2,56	1,66	1,11	56,7	50,2
7	Глина темно-серая, Солкина гора, М-82	8,7	3	49	48	77,6	41,9	35,7	2,60	1,65	1,09	58,0	50,7
8	Глина бурая с листовой флорой, Солкина гора	14,0	19	53	28	50,6	35,0	15,6	2,67	—	1,14	57,4	49,0
9	Глина серая, слоистая, Ершов яр, М-85	18,6	24	40	36	50,8	31,8	29,0	2,64	1,78	1,32	50,0	36,0

Средние значения показателей физико-химических свойств алевроитового горизонта в районе с. Надцы, р. Иртыш

Средние значения показателей	Положение образцов от уреза воды в р. Иртыше		
	0,3 м	2,0 м	4,5 м
1. Гранулометрический состав, %			
а) содержание песчанной фракции (>0,05 м)	8	—	12
б) содержание пылевой фракции (0,05—0,005 мм)	82	—	81
в) содержание глинистой фракции (<0,005 мм)	10	—	7
2. Показатели пластичности			
а) верхний предел, %	58,4	56,5	54,5
б) нижний предел, %	48,3	48,0	48,0
в) число пластичности	10,1	8,5	6,5
3. Влажность естественная, %	40,3	40,7	41,4
4. Удельный вес, г/см ³	2,68	2,68	2,68
5. Объемный вес влажной породы, г/см ³	1,81	1,80	1,80
6. Объемный вес скелета породы, г/см ³	1,29	1,28	1,27
7. Пористость, %	52,0	52,4	52,6
8. Плотный остаток в % на 100 г абс. сухой навески	0,086	—	0,086
9. Сумма водорастворимых солей, %	0,073	—	0,060
10. CO ₃ мг.экв/% на 100 г абс. сухой породы	Нет	—	Нет
11. HCO ₃	1,12	—	1,12
	0,068	—	0,068
12. Cl'	0,11	—	0,03
	0,004	—	0,001
13. SO ₄ ''	0,35	—	0,35
	0,009	—	0,009
14. Mg''Ca''	0,85	—	0,38
	0,017	—	0,007
15. Mg''	0,39	—	0,58
	0,005	—	0,007
16. Na	0,18	—	0,10
	0,004	—	0,002

Юго-восточнее с. Ярского на р. Томи в дне оврага на стрелке двух его разветвлений расчисткой под галечниками вскрыт пласт темно-серого суглинка (см. табл. 3, монолит 2). В суглинке имеются включения гравия и гальки. Суглинок очень плотный, без видимой слоистости, характерен раковистый излом. Выше суглинка залегает галечник очень плохой сортировки (от гравия до валунов, преобладает галька размером 1—2 см) с песчаным заполнителем. Степень окатанности гальки неодинакова и не зависит от размера последней. Среди разной по размеру гальки и валунов встречаются экземпляры с идеальной окатанностью и плохо окатанные, угловатые со слегка сглаженными углами и ребрами. В галечнике встречаются прослой вышеописанных суглинков и песка. Генезис галечников и линзовидных прослоев суглинков различными авторами трактуется по-разному. С. Б. Шацкий (1956), В. А. Зубаков (1960) относят их к ледниковым образованиям древнего (Ярского) оледенения. Л. А. Рагозин (1949), В. В. Фениксова (1957) считают, что эти отложения флювиогляциального генезиса.

Таблица 16

Физические свойства моренных суглинков Самаровского горизонта, р-н с. Самарово, Пионерская гора

Показатели свойств	Наименование породы, место отбора образцов	
	суглинок темно-серый, глубина отбора 1,2 м	суглинок темно-серый, глубина 1,5 м
1. Гранулометрический состав, %:		
фракции >0,10 мм	33	29
0,10 — 0,05	10	13
0,05 — 0,01	40	39
0,01 — 0,005	10	13
<0,005	7	6
2. Показатели пластичности:		
верхний предел W_f , %	$\frac{32,0-29,5}{30,0}$	$\frac{31,3-28,7}{29,5}$
нижний предел W_p , %	$\frac{21,4-18,9}{19,8}$	$\frac{21,2-19,11}{20,0}$
число пластичности M_p	$\frac{12,4-9,7}{10,2}$	$\frac{11,2-8,3}{9,5}$
3. Объемный вес влажной породы, г/см ³	$\frac{2,25-2,15}{2,19}$	$\frac{2,23-2,16}{2,20}$
4. Объемный вес скелета породы, г/см ³	$\frac{2,04-1,89}{1,92}$	$\frac{2,10-1,91}{1,94}$
5. Удельный вес, г/см ³	2,64	2,64
6. Пористость, %	27,3	26,5
7. Влажность естественная, %	14,0	13,6

Примечание: В числителе даны интервалы изменения показателя, в знаменателе — среднее значение.

Суглинки Ярского оврага, залегающие в толще галечников, по показателям физико-механических свойств близки моренным суглинкам района с. Самарово (табл. 16; высокая плотность, низкие значения показателей пластичности). Исходя из особенностей свойств и условий залегания, суглинки с. Ярского отнесены к флювиогляциальному генетическому типу (демянское оледенение — $fgl(al)Q_1^2 dm$).

Среди отложений среднего плейстоцена отчетливо выделяются аллювиальные, старично-пойменные отложения тобольского ($al + iQ_2^1 t$), ширтинско-мессовского горизонтов ($al + iQ_2^3 m$); озерно-ледниковые — самаровского ($lg^1 Q_2^2 sm$), тазовского горизонта ($lg^1 Q_2^4 tz$), ледниковые — самаровского горизонта ($glQ_2^2 sm$) и половодно-пойменные (облессованные) тазовского горизонта ($lal + saQ_2^4 tz$).

Среди глинистых отложений верхнего плейстоцена выделяются субаэральные лессовые отложения — зырянского горизонта ($sa(eol) Q_3^2 sr$); старичные отложения каргинского горизонта ($alQ_3^3 kg$ II — нижняя часть разреза II надпойменной террасы), старично-пойменные отложения сартанского горизонта — его нижняя часть ($alQ_3^4 sr$ — верхняя часть II надпойменной террасы) и старично-пойменные отложения сартанского горизонта — его верхняя часть ($alQ_3^4 sr$ — I надпойменная терраса).

По среднему содержанию глинистой фракции все изученные глинистые отложения плейстоцена могут быть классифицированы как суглинки и тонкие глины (табл. 17).

Гранулометрический состав глинистых отложений плейстоцена

Горизонт	Количество опробований	Фракции (частичные), мм				
		0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	< 0,005
$Q_1^2 d$	4	$\frac{8-16}{9}$	$\frac{6-11}{10}$	$\frac{41-44}{43}$	$\frac{12-19}{16}$	$\frac{19-28}{22}$
$Q_2^1 t$	18	$\frac{0-6}{3}$	$\frac{1-14}{9}$	$\frac{21-50}{31}$	$\frac{10-30}{17}$	$\frac{20-60}{40}$
$Q_2^2 sm$	12	$\frac{2-7}{3}$	$\frac{5-15}{7}$	$\frac{23-57}{45}$	$\frac{13-55}{21}$	$\frac{12-35}{24}$
$Q_2^3 m$	9	$\frac{1-5}{2}$	$\frac{4-12}{9}$	$\frac{24-38}{30}$	$\frac{18-28}{23}$	$\frac{30-45}{36}$
$Q_2^4 tz$	10	$\frac{1-15}{10}$	$\frac{5-20}{11}$	$\frac{30-40}{34}$	$\frac{11-27}{20}$	$\frac{19-30}{25}$
$Q_3^3 kg II$	7	$\frac{2-12}{7}$	$\frac{3-14}{8}$	$\frac{30-48}{38}$	$\frac{20-40}{24}$	$\frac{18-34}{23}$
$Q_3^4 sr II$	7	$\frac{5-21}{12}$	$\frac{6-10}{9}$	$\frac{25-64}{43}$	$\frac{11-25}{18}$	$\frac{10-31}{18}$

Примечание: В числителе даны интервалы изменения показателя; в знаменателе — среднее значение.

По значениям показателей пластичности как экстремальным, так и средним изученные отложения в пределах каждого регионального горизонта близки между собой. В целом же для отложений плейстоцена наблюдаются повышенные значения показателей границы текучести и числа пластичности у отложений межледниковых эпох и пониженные у отложений, сформированных в эпохи оледенений (см. табл. 12). Значения показателя границы раскатывания (W_p) близки для всего разреза плейстоценовых осадков.

Анализ значений числа пластичности и гранулометрического состава показывает, что у более древних, нижнечетвертичных отложений отмечается соответствие между этими показателями. У более молодых отложений прямая зависимость между содержанием глинистой фракции и числом пластичности отсутствует, что указывает на незавершенность их диагенетического преобразования.

Плотность плейстоценовых глинистых отложений находится также в тесной зависимости от их фациальной принадлежности, обусловленной физико-географическими условиями осадконакопления. Глинистые отложения межледниковий характеризуются значительно меньшей плотностью, чем отложения, сформированные в суровые климатические эпохи (см. табл. 12, рис. 48).

При анализе характера изменения показателей плотности выявлена следующая закономерность. Глинистые отложения единого регионального горизонта, образованные в одинаковых климатических условиях, имеют большую плотность при более грубом вещественном составе, чем при тон-

кодисперсном (независимо от положения в разрезе).

При близком же гранулометрическом составе глинистые отложения межледниковый всегда имеют меньшую плотность, чем вышележащие отложения оледенений. Это положение хорошо иллюстрируется на примере изменения показателей плотности глинистых отложений в наиболее изученных Висковом и Чагином ярах.

Показатели плотности (объемный вес скелета породы и пористость) в изученных ярах имеют близкие значения и одинаковый характер изменчивости в вертикальном разрезе.

Изменение гранулометрического состава, числа пластичности и показателей плотности глинистых отложений в разрезе Вискова яра (рис. 49, табл. 18) свидетельствуют, что их образование происходило в три этапа. Отложения каждого из этапов резко отличаются друг от друга по значению показателей плотности. Внутри отложений каждого из них отмечается постепенное уменьшение плотности снизу вверх. Такое распределение показателей плотности по разрезу глинистой толщи связано с изменением условий осадконакопления и прежде всего с изменением климата.

В теплых водных бассейнах вследствие присутствия большого количества электролитов коагуляция происходит наиболее интенсивно. В результате сравнительно быстрой коагуляции коллоидов уплотнение свежесформированных осадков не происходит, формируются высокопористые отложения с прочными структурными связями.

В более холодных бассейнах коагуляция происходит значительно медленнее. Замедленная коагуляция или ее отсутствие приводит к формированию плотных глинистых осадков.

Тонкослоистые серые суглинки ($Q_2^1 t$), переслаивающиеся с линзовидными прослоями супесей и песков, в интервале глубин 34,5—23,7 м характеризуются близкими значениями показателей плотности. Объемный вес скелета у них изменяется снизу вверх от 1,50 до 1,48 г/см³. Пористость соответственно от 44,6 до 45,4%.

Относительно низкие значения показателей плотности свидетельствуют об относительно теплом межледниковом климате района, вызвавшем быструю коагуляцию коллоидов и образование пористой породы.

Последовавшее затем похолодание (самаровское оледенение) замедлило коагуляцию коллоидов, что привело к образованию глинистых пород второго этапа осадконакопления, характеризующихся наибольшей плотностью. Глинистые отложения этого этапа (Q_2^2) представлены суглинками, переходящими в глины. Объемный вес скелета их изменяется от 1,69 до 1,46 г/см³ и пористость от 38,0 до 45,3%.

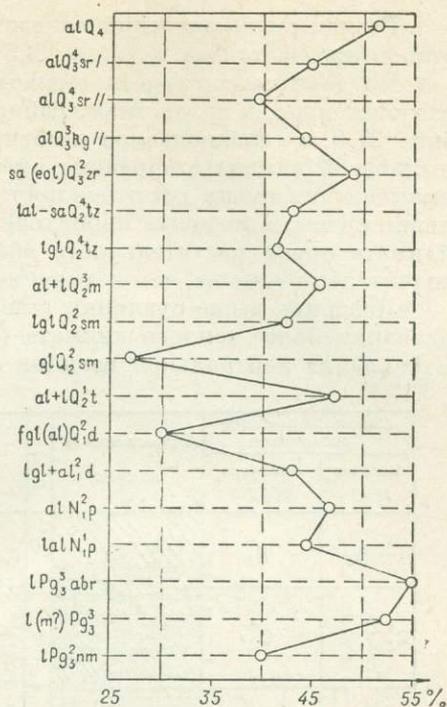


Рис. 48. Изменение пористости в сводном разрезе глинистых отложений Среднего Приобья.

Резкая смена значений показателей плотности глинистых пород этих этапов отмечается на глубине 23,5 м.

По данным спорово-пыльцевого анализа граница смены климата, а следовательно, и возрастная граница проводится несколько ниже, на глубине 27,0 м. Наблюдаемое несовпадение объясняется тем, что спорово-пыльцевой анализ отображает смену климатических условий местности, вызывающих смену растительности и не совсем точно характеризует условия среды, в которых происходило накопление осадка. При изменении климата смена растительности области сноса, по-видимому, происходит значительно раньше, чем изменение условий осадконакопления в водоеме.

Лежащие выше суглинки (слой 6) и глины (слой 7) образовались в условиях более теплого климата (самаровско-тазовское межледниковье). В условиях нейтральной реакции среды водоема ($pH=6,7-5,8$) и относи-

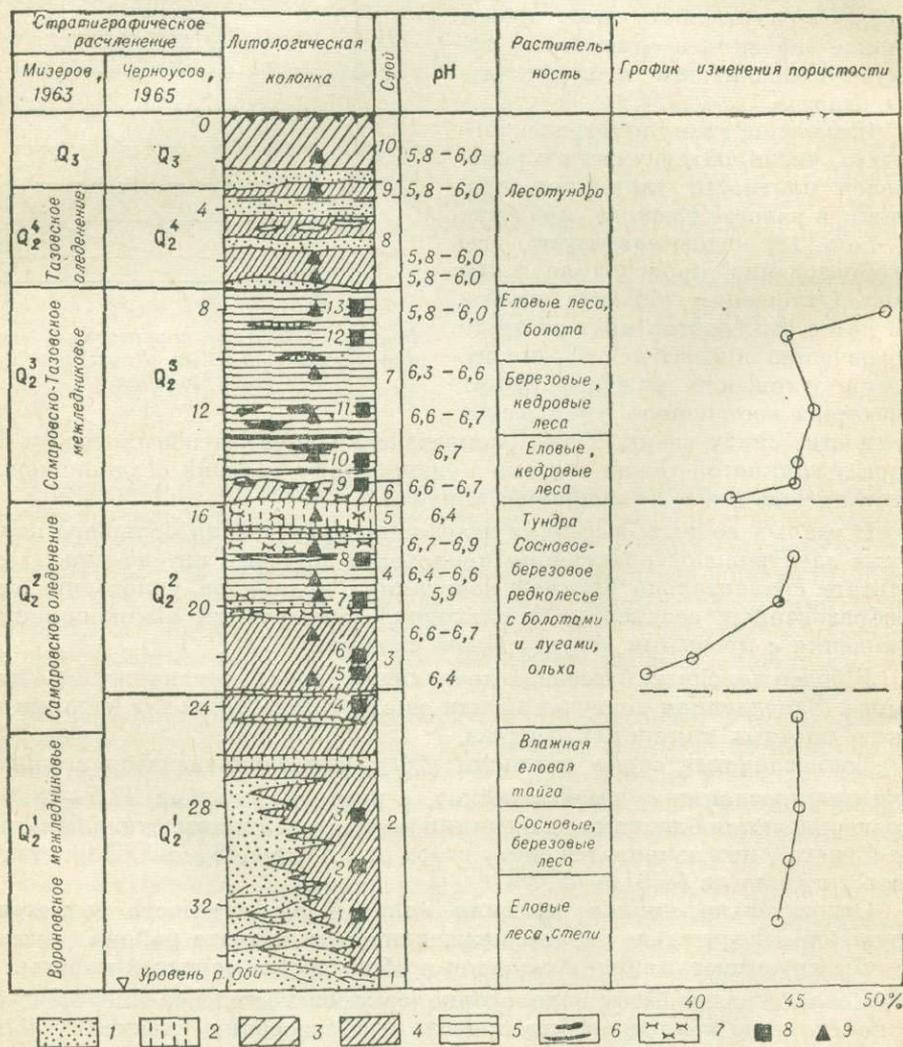


Рис. 49. Схема опробования и стратиграфического расчленения отложений Вискова яра.

1 — пески; 2 — супеси; 3 — суглинки бурые; 4 — суглинки серые; 5 — глины; 6 — включения сидеритов; 7 — торф; 8 и 9 — места отбора образцов: для физико-механических исследований (8) и для определения pH (9).

Средние значения показателей физических свойств глинистых пород обнажения Вискова яра

№ монолита, название породы	Глубина отбора образца, м	Стратиграфический индекс	Гранулометрический состав, %				Показатели пластичности			Активность глинистой фракции	Показатель гидрофильности	Объемный вес скелета грунта, г/см ³	Удельный вес, г/см ³	Пористость, %	Влажность естественная, %
			0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	<0,005	Верхний предел	Нижний предел	число пластилин.						
30, суглинок	32,5	Q ₂ ¹	24	47	10	19	32,2	19,6	12,6	0,66	1,69	1,50	2,71	44,6	28,1
47 »	30,5		18	46	16	20	32,4	19,6	12,8	0,66	1,60	1,49	2,71	45,0	28,0
38 »	28,5		14	50	16	20	32,7	19,7	13,0	0,65	1,63	1,48	2,71	45,4	28,0
46 »	24,0		10	49	23	18	35,4	20,3	15,1	0,84	1,97	1,48	2,70	45,2	27,6
29, суглинок	22,5	Q ₂ ²	10	51	16	23	34,2	18,7	15,5	0,67	1,49	1,69	2,73	38,0	23,1
48 »	22,0		11	56	13	20	33,7	20,7	13,0	0,65	1,68	1,62	2,71	40,2	23,4
28 »	19,9		4	40	23	33	38,5	22,2	16,3	0,49	1,17	1,49	2,69	44,7	29,9
40 глина	18,0		12	29	24	35	41,6	17,7	23,9	0,65	1,30	1,46	2,67	45,3	28,8
27, суглинок	15,4	Q ₂ ³	13	38	18	31	37,3	21,4	15,9	0,51	1,20	1,56	2,70	42,2	28,1
45 »	15,0		7	38	21	34	36,8	21,5	15,3	0,45	1,08	1,48	2,72	45,5	29,2
36, глина	14,0		11	24	20	45	51,6	25,3	26,3	0,59	1,15	1,48	2,72	45,5	27,5
43 »	12,0		10	31	26	33	43,2	24,0	19,2	0,66	1,49	1,45	2,70	46,3	30,2
26 »	9,2		11	26	27	36	41,1	18,2	22,9	0,66	1,14	1,48	2,69	45,0	29,2
29 »	8,0		9	26	28	36	41,2	23,7	17,5	0,47	1,1	1,36	2,71	50,0	36,6

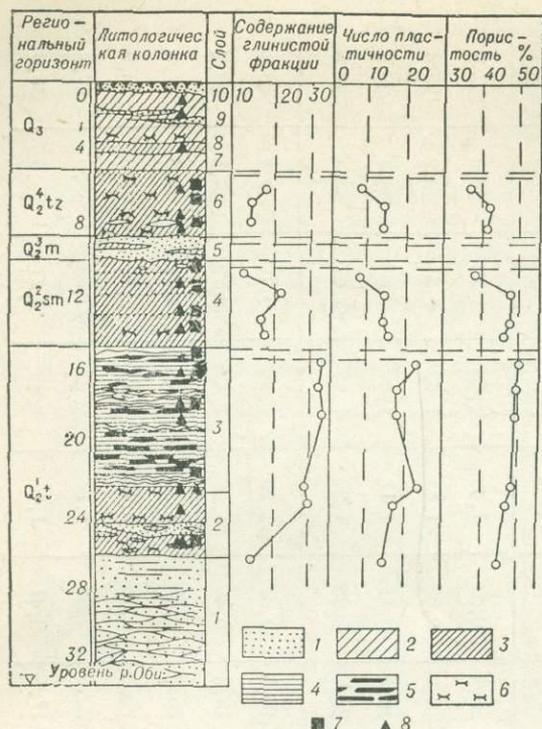


Рис. 50. Схема стратиграфического расчленения отложений Чагина яра.

1 — пески; 2 — суглинки бурые; 3 — суглинки темно-серые; 4 — глины темно-серые; 5 — включения сидеритов; 6 — торф; 7 и 8 — места отбора образцов для физико-механических исследований (7) и для определения рН (8).

Близкие значения показателей физических свойств и состава позволяют считать, что климатические условия накопления этих отложений были сходными (см. рис. 50).

Низкие значения показателей плотности этих отложений приводят нас к убеждению, что образование этих высокопористых пород происходило в условиях относительно теплого климата. О существовании теплых климатических условий свидетельствует и обилие сидеритовых прослоев в глинах этого слоя.

Выше по разрезу с глубины 15 м глины (слой 3) постепенно сменяются темно-серым суглинком, резко отличающимся от нижележащих глин по значению показателей плотности. Объемный вес скелета суглинков в нижней части слоя 1,44 г/см³ выше по разрезу уменьшается до 1,39 г/см³ и на глубине 10,1 м увеличивается до 1,66 г/см³. Пористость соответственно имеет значения 46,7—48,7 % и на глубине 10,1 м — 38,8 %.

Значительное повышение показателей плотности суглинков по сравнению с нижележащими глинами позволяет предположить существование холодных климатических условий во время их образования.

Об изменении условий во время образования глин и суглинков свидетельствуют и значения показателя реакции среды рН. Для всей глинистой толщи (слой 3) рН имеет постоянные значения 6,6—6,9, на контакте глин и суглинков значение рН уменьшается до 6,4 и выше в суглинках становится равным 6,7—6,9.

тельно повышенной температуры происходила быстрая коагуляция органических, минеральных коллоидов и коллоидов водной окиси железа. В результате образовались высокопористые глинистые отложения с высоким содержанием прослоев и включений сидерита. Объемный вес скелета этих отложений изменяется от 1,56 до 1,36 г/см³ и пористость возрастает соответственно снизу вверх от 42,2 до 50,0 %.

Отмеченная закономерность изменения значений показателей плотности в отложениях Вискова яра наблюдается и в разрезе глинистых отложений Чагина яра (рис. 50, табл. 19).

Залегающие на «диагональных» песках темно-серый с голубоватым оттенком опесчаненный суглинок и перекрывающая его глина имеют близкие значения показателей плотности. Объемный вес скелета их имеет постепенно изменяющийся ряд 1,48; 1,43; 1,39; 1,36 и 1,34 г/см³. Пористость соответственно изменяется от 45,2 для суглинков до 50,7 % для верхней части слоя глины (на глубине 15,0 м).

Средние значения показателей физических свойств глинистых пород обнажения Чагина яра

Монолит, название породы	Глубина отбора образца, м	Стратиграфический индекс	Гранулометрический состав				Показатели пластичности в %			Активность глинистой фракции	Показатель гидрорфильности	Объемный вес скелета грунта g/cm^3	Удельный вес, g/cm^3	Пористость, %	Блажность естественная, %
			0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	<0,005	верхний предел	нижний предел	число пластичн.						
55, суглинок	25,5	Q_2^1	20	49	16	15	37,0	22,4	14,6	0,97	2,46	1,48	2,70	45,2	30,2
23, глина	22,5		0	31	39	30	39,4	22,4	17,0	0,56	1,31	1,43	2,70	47,0	34,0
24 »	22,0		1	33	37	29	49,4	25,4	24,0	0,83	1,70	1,39	2,71	48,7	34,2
54 »	18,0		5	28	34	33	43,8	25,5	18,3	0,56	1,30	1,36	2,70	49,7	37,2
53 »	16,5		6	29	33	32	43,1	24,9	18,2	0,57	1,35	1,36	2,70	49,7	36,9
22 »	15,0		0	25	42	33	44,8	22,1	22,7	0,69	1,36	1,34	2,72	50,7	38,9
52, суглинок	13,5	Q_2^2	6	42	34	18	40,2	24,5	15,7	0,87	2,24	1,44	2,70	46,7	32,8
51 »	13,0		3	57	23	17	40,4	25,7	14,7	0,86	2,40	1,40	2,71	48,3	35,2
50 »	11,3		5	50	23	22	39,1	24,8	14,3	0,65	1,78	1,39	2,71	48,7	35,6
49 «	10,1		36	41	11	12	27,9	19,7	8,2	0,68	2,30	1,66	2,71	38,8	23,3
25, суглинок	6,4	Q_2^4	43	30	13	14	33,5	19,2	14,3	1,02	2,40	1,53	2,65	42,2	29,0
20 »	6,0		34	27	11	18	25,6	16,4	9,2	0,51	1,42	1,67	2,65	37,0	22,6

Таким образом, на глубине 15,0 м намечается четкая граница, отделяющая два слоя глинистых отложений, характеризующихся разным гранулометрическим составом, разными физическими свойствами и отличными физико-химическими условиями среды осадконакопления.

Суглинки слоя 6 образовались в холодных условиях, в кислой среде ($pH=5,2-5,8$), насыщенной органическими коллоидами, что нашло отражение в их большой плотности. Объемный вес скелета породы имеет значение 1,53—1,67 г/см³, пористость 42,2—37,0%.

В результате инженерно-геологических исследований в разрезах изученных яров отчетливо выделяются три пачки глинистых отложений, отличающихся друг от друга по значению показателей состава и плотности. Внутри каждой пачки наблюдается постепенное изменение плотности, отображающее уплотнение осадка с его диагенетическим изменением во времени: чем древнее осадок, тем он более плотный. В целом же в разрезах эта закономерность изменения плотности от возраста нарушена и подавлена условиями физико-географической обстановки осадконакопления.

Изменение климатических условий района при формировании глинистых отложений отчетливо отразилось на значении их показателей физических свойств. Стратиграфическое расчленение отложений Вискова яра по данным спорово-пыльцевого анализа (Вотах, 1962) в общих чертах совпадает с границами, разделяющими эти отложения по показателям физических свойств. Для отложений Чагина яра подобное совпадение наблюдается, но в меньшей степени.

По данным наших исследований глинистые отложения Чагина яра совершенно определенно разделяются на три толщи, границы которых проходят на глубинах 10,0; 15,0 и 26,5 м (см. рис. 50).

Нижняя глинистая толща (в интервале глубин 26,5—15,0 м), по всей вероятности, образовалась в теплых климатических условиях (тобольское межледниковье Q_2^1).

Темно-серые слоистые суглинки, характеризующиеся высокой плотностью (слой 4, глубина 15,0—10,0 м), совершенно определенно образовались в холодных условиях ледниковья (самаровское — Q_2^2).

В холодных условиях тазовского оледенения (Q_2^3) образовались суглинки слоя 6, характеризующиеся высокой плотностью (объемный вес скелета 1,53—1,67 г/см³, пористость 42,2—37,0%).

Наибольшей плотностью из отложений среднего плейстоцена характеризуются моренные суглинки с. Самарово, объемный вес скелета их составляет 1,92—1,94, достигаая в отдельных случаях 2,10 г/см³, и пористость 26,5—27,3%. Столь высокая плотность моренных суглинков объясняется суровыми климатическими условиями их образования и уплотнением под действием тяжести материкового льда.

В разрезах II надпойменной террасы отчетливо выделяются два горизонта, отличающихся по показателям плотности. У темно-серых суглинков и глин каргинского межледниковья (al, Q_3^3 kg II) объемный вес скелета составляет 1,38—1,59 г/см³ (при среднем значении 1,50 г/см³) и пористость 41,5—48,5% (средняя — 44,2%). Выше по разрезу у темно-серых суглинков сартанского регионального горизонта (alQ_3^4 sr II) плотность увеличивается; объемный вес скелета составляет 1,54—1,65 г/см³ (средний — 1,61 г/см³) и пористость 38,5—41,2% (средняя — 39,4%).

Из анализа фактического материала видно, что глинистые отложения тобольского, ширтинско-мессовского и каргинского межледниковий имеют значительно меньшую плотность, чем перекрывающие их отложения, сформированные в холодные климатические эпохи самаровского, тазовского и сартанского оледенений (см. рис. 48).

Выявленный характер изменения плотности в разрезе глинистых отложений плейстоцена невозможно объяснить влиянием геостатического давления вышележащих толщ.

На значение показателей плотности оказывает влияние гранулометрический состав осадка, но, как свидетельствует фактический материал, это влияние не является определяющим.

Мы считаем, что плотность глинистых отложений плейстоцена зависит, главным образом, от геохимической и физико-географической обстановки осадконакопления, определяющей процесс коагуляции глинистых коллоидов.

Быстрая коагуляция в условиях теплого климата межледниковий привела к формированию высокопористых отложений. В условиях холодного климата ледниковых эпох при пониженном содержании электролитов коагуляция глинистых частиц происходила медленно (возможно, отсутствовала совсем), что привело к образованию глинистых пород повышенной плотности и грубого гранулометрического состава.

Более наглядно это видно на примере 46-метрового разреза Конева яра (р. Васюган). Глины абросимовского горизонта, залегающие под 30-метровой толщей четвертичных отложений, имеют пористость 53,4%, а вышележащие суглинки самаровского горизонта, перекрытые 9-метровой толщей, — 35,1% (Черноусов, 1965₅). По значению показателя уплотненности В. А. Приклонского (1955) моренные суглинки являются переуплотненными (показатель уплотненности K_d равен 1,73). По плотности и степени уплотненности близки к моренным суглинкам и флювиогляциальные суглинки с. Ярского ($K_d = 1,23$, рис. 51).

Большинство изученных глинистых отложений кайнозоя (включая и голоценовые) по степени уплотненности близки между собой и находятся в пластическом состоянии ($0 < K_d < 1$). Причем глинистые отложения озерного и озерно-аллювиального генезиса ледниковых эпох имеют более высокие значения показателей уплотненности, чем горизонты межледниковых эпох.

Недоуплотненными глинистыми отложениями являются образования, сформировавшиеся в субаэральных условиях, что особенно отчетливо видно на примере эоловых лессовых супесей (зырянский региональный горизонт) и отложений фации внутренней зоны центральной поймы.

Инженерно-геологическое изучение современных аллювиальных отложений Оби, как было показано выше, позволяет довольно четко отличать по физико-механическим свойствам одну от другой старичные, болотные и собственно пойменные фации аллювия, что подчеркивает их литолого-фациальную самостоятельность в общей, весьма сложной картине осадков пойменного аллювия Оби.

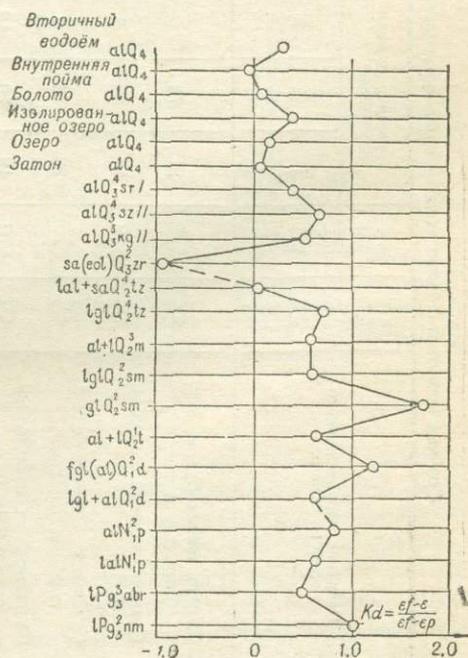


Рис. 51. Изменение показателей уплотненности в сводном разрезе глинистых отложений Среднего Приобья.

Средние значения показателей физико-механических свойств лессовых пород обнажения Вороновского яра

№ п.п.	Название породы и место отбора образца	Стратиграфический индекс	Общее содержание карбонатов	Гравиметрический состав			Показатели пластичности, %			Вязкость естеств. венная, %	Удельный вес, г/см ³	Объемный вес скелета грунта, г/см ³	Коэффициент пористости e_0	Модуль осадки E_0 , м.м./м при $P = 3 \text{ кг/см}^2$	Коэффициент откосности по трению ϕ	Сцепление c , кг/см ²
				0,025—0,05	0,05—0,005	>0,005	верхний предел	нижний предел	число пластичности							
1	Супесь светло-бурая, глубина 3,5 м	Q ₃ ²	5,9	21	74	5	26,4	20,0	6,4	13,5	2,73	1,32	1,07	39	33	0,15
2	Супесь палевая, глубина 6,0 м	Q ₃ ²	3,3	17	80	3	27,3	21,7	5,6	12,1	2,75	1,47	0,87	34	33	0,15
3	Суглинок светло-бурый, глубина 10,0 м	Q ₂ ⁴	8,5	22	74	4	31,0	22,0	9,0	6,8	2,75	1,50	0,84	17	29	1,1
4	Суглинок светло-бурый, глубина 15,0 м	Q ₂ ⁴	5,3	18	70	12	28,2	18,8	9,4	15,8	2,75	1,60	0,72	16	31	1,0

Инженерно-геологические исследования покровных образований лессового облика также позволяют делать некоторые выводы об условиях их формирования и помогают в корреляции практически немых горизонтов лессовых пород (Черноусов, 1963).

В качестве примера приведем детальное описание пород покровного комплекса Вороновского яра 1.

Разрез начинается почвенно-растительным горизонтом гумусированного суглинка, мощность 0,6 м. Ниже залегает собственно лессовая толща, представленная бурым суглинком макропористым, с высоким содержанием остатков травянистой растительности и редкими мелкими известковыми журавчиками. С глубины 1,2 м суглинок, постепенно изменяясь, становится более светлым, более карбонатным, более легким и переходит в светло-бурю супесь, характеризующуюся высоким содержанием крупных известковых журавчиков и повышенной макропористостью (диаметр пор достигает 2 мм). Общая пористость породы составляет 52%. С глубины 4,5 м наблюдается дальнейшее посветление супеси до палевого цвета. Карбонатность и макропористость сохраняются, но размер макропор и карбонатных журавчиков уменьшается. Порода становится более плотной, пористость на глубине 6,0 м понижается до 46,5%. На этой глубине отмечается присутствие тонких 1—5 мм линзовидных прослоек обожженного тонкозернистого песка. На глубине 7,5—8,0 м палевая супесь постепенно сменяется светло-бурым суглинком, характеризующимся несколько повышенным содержанием известковых журавчиков. Суглинок на глубине 8,3 м по резкому контакту подстилается горизонтом погребенной почвы (мощностью 1,2 м), представленной темно-бурым плотным гумусированным суглинком без ви-

димых макропор и карбонатных журавчиков. Погребенная почва постепенно переходит в нижележащий бурый суглинок с очень высоким содержанием светлых известковых журавчиков. Порода буквально переполнена переплетающимися между собой светлыми жгутиками. Макропористость описываемого суглинка понижена. Общая пористость на глубине 10,0 м составляет 45,4%.

С глубины 11,0 м суглинок постепенно становится светло-бурый с мелкими охристыми пятнами. Макропор не видно, вместо них заметны мелкие черные гумусовые точки. Карбонатные журавчики очень мелкие, заметны в виде белых точек на свежем изломе породы. Общая пористость породы на глубине 15 м составляет 41,8%.

Для всей 17-метровой толщи описываемых пород характерна хорошо выраженная столбчатая отдельность.

По минералогическому и гранулометрическому составу, показателям пластичности лессовые породы Вороновского яра близки между собой (табл. 20). Если по среднему содержанию глинистой фракции покровные породы этого обнажения следует отнести к легким супесям, то по средним значениям числа пластичности (5,6—9,4%) данные лессовые породы относятся к тяжелым супесям или легким суглинкам. Наблюдаемое несоответствие значения числа пластичности низкому содержанию глинистой фракции является характерной особенностью для покровных пород Приобья и легко объясняется высоким содержанием в составе глинистых фракций монтмориллонита.

Показатели, характеризующие плотность лессовых пород, объемный вес скелета грунта и коэффициент пористости, с увеличением глубины их залегания изменяются, отображая увеличение плотности: объемный вес скелета грунта увеличивается от 1,32 до 1,60 г/см³ и пористость соответственно от 52,0 до 41,8%.

Обращает на себя внимание, что увеличение плотности пород не связано прямо пропорциональной зависимостью с их глубиной залегания. На глубине 3,5 м объемный вес скелета супесяи равен 1,32 г/см³, при углублении до 6 м значение этого показателя увеличивается на 0,15 г/см³, при углублении до 10 м всего лишь на 0,03 г/см³ и на глубине 15 м — на 0,10 г/см³. Таким образом, наблюдается значительное различие показателей плотности в верхах и низах толщи и почти одинаковое значение их у средних, разделенных погребенной почвой образцов, коэффициенты пористости которых на глубинах 6,0 и 10,0 м соответственно равны 0,87 и 0,84.

Значительный интерес представляют результаты компрессионных и сдвиговых испытаний. Показатели механических свойств пород, лежащих выше горизонта погребенной почвы, схожи между собой, но резко отличаются от показателей нижележащих пород. Особенно четко это явление заметно на примере близких по плотности пород с глубины 6 и 10 м.

Показатели компрессии образцов с глубины 3,5 и 6 м очень близки между собой, несмотря на различие значений начального коэффициента пористости (1,07 — 0,87). Модуль осадки при нагрузке 3 кг/см² равен соответственно 39—34 мм/м. Кривые модулей осадки очень сходны между

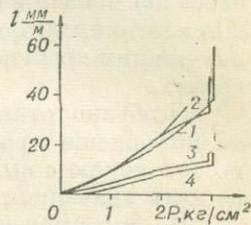


Рис. 52. Графики модуля осадки лессовых пород тазовского (3—4) и зырянского (1—2) горизонтов.

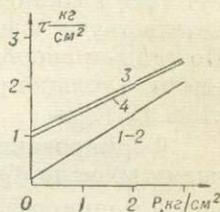


Рис. 53. Графики сопротивления сдвигу лессовых пород тазовского (3—4) и зырянского (1—2) горизонтов.

собой (рис. 52). Совершенно одинаково эти породы ведут себя и при испытании на сдвиг. Угол внутреннего трения у них равен 33° и сцепление — $0,15 \text{ кг/см}^2$ (рис. 53).

Показатели механических свойств пород, лежащих ниже горизонта погребенной почвы, подобно вышеописанному, характеризуются различной плотностью ($E_0 = 0,84—0,72$), имеют сходные значения между собой. Модуль осадки при нагрузке 3 кг/см^2 у них составляет до $16—17 \text{ мм/м}$. Сцепление увеличивается до $1,0 \text{ кг/см}^2$ и угол внутреннего трения равен $29—31^\circ$.

Породы, разделенные горизонтом погребенной почвы, отличаются друг от друга и по просадочным свойствам. Породы, лежащие выше погребенной почвы, характеризуются коэффициентом относительной просадочности $0,023—0,017$, т. е. относятся к просадочным. Нижележащие породы со значениями этого показателя, равными $0,003—0,004$, следует характеризовать как непросадочные.

В данном случае близкий гранулометрический и минералогический состав пород в разрезе, повышенное значение показателей плотности и особенно показателей механических свойств нижней толщи по сравнению с аналогичными показателями вышележащих пород можно объяснить более ранним временем отложения пород и потому длительным их существованием.

Особенно отчетливо сказалась длительность существования осадка на повышении прочностных характеристик у суглинка с глубины $10,0 \text{ м}$ по сравнению с вышележащей супесью, характеризующейся почти одинаковыми значениями показателей плотности.

Из сопоставления результатов полевых наблюдений и лабораторных исследований покровных пород Вороновского яра видно, что осадконакопление и формирование данной лессовой толщи происходило в два этапа. Породы нижнего горизонта, лежащие под погребенной почвой, относятся к первому циклу осадконакопления. Непосредственный переход этого горизонта снизу вверх от слоистых аллювиальных супесей и песков и присутствие в составе лессовых пород раковин пресноводных моллюсков свидетельствуют о водных условиях накопления осадка (Фениксова, 1961). По данным спорово-пыльцевых спектров (Букреева, 1965), осадконакопление этой толщи происходило в условиях холодного климата среднего плейстоцена (Q_2^4).

Формирование горизонта погребенной почвы относится к казанцевскому времени (Q_3^1), характеризующемуся умеренно теплым климатом. За время формирования горизонта погребенной почвы произошло значительное обледенение нижележащих пород и в основном завершился процесс их облессования. Во время второго цикла осадконакопления образовался верхний горизонт лессовой толщи. Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о более холодных условиях формирования стадияльного времени Q_3^2 .

О наличии двух этапов в формировании лессовых свойств покровных пород свидетельствуют две максимальные концентрации известковых журавчиков и общее содержание карбонатов. Наибольшей карбонатностью характеризуются породы нижнего горизонта. У основания лессовой толщи общее содержание карбонатов, равное $5,3\%$ к погребенной почве, увеличивается до $8,5\%$. На этой же глубине отмечается наиболее высокое содержание известковых журавчиков.

В породах, лежащих выше погребенной почвы на глубине $6,0 \text{ м}$, общее содержание карбонатов составляет $3,3\%$, увеличивающееся вверх к современной почве до $5,9\%$ — второй максимум концентрации известковых журавчиков. Причем верхний горизонт лессовых пород, по-видимому,

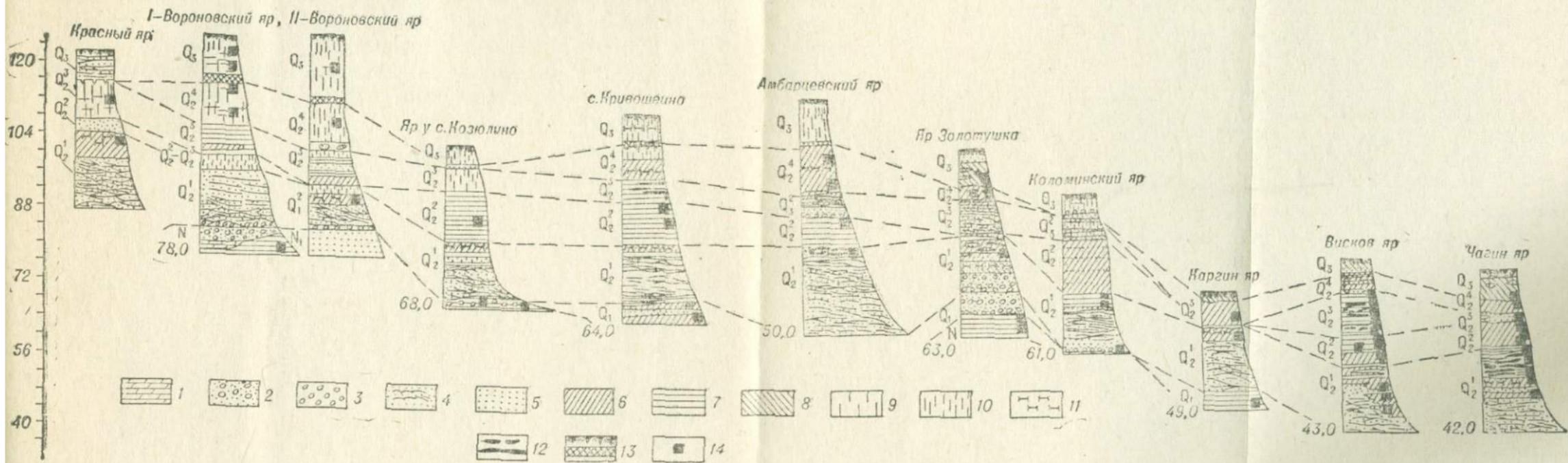


Рис. 54. Схема сопоставления опорных разрезов Среднего Приобья.

1 — глина зеленовато-серая; 2 — галечник с песчаным заполнителем; 3 — песок разнозернистый с гравием и галькой; 4 — песок мелкозернистый косослоистый; 5 — песок тонкозернистый; 6 — суглинок темно-серый; 7 — глина темно-серая; 8 — суглинок бурый; 9 — суглинок светло-бурый, лессовидный; 10 — суглесь; 11 — торф; 12 — включения и прослои силерита; 13 — горизонт погребенной почвы; 14 — место отбора образцов и их номер.

формировался в результате эолового накопления мелкозема, о чем свидетельствует наиболее высокое содержание карбонатов в горизонте под погребенной почвой. Надо полагать, что в случае формирования лессовых пород верхнего горизонта в водной среде карбонаты нижнего горизонта были бы выщелочены и распределены по толще более равномерно, включая и горизонт погребенной почвы. Кроме того, об эоловых условиях накопления мелкозема верхнего горизонта позволяют судить: присутствие свежих, чистых зерен кислого плагиоклаза, весьма неустойчивого в обводненных условиях, очень высокая пористость этих пород и отмеченное однопородное сложение их.

Исходя из выявленной закономерности изменения инженерно-геологических свойств глинистых отложений, их фациально-литологического состава и строения, а также данных палинологического-палеокарпологических работ, уточнено стратиграфическое сопоставление основных разрезов кайнозойских отложений Среднего Приобья (рис. 54). Как показывают результаты наших исследований, физические свойства глинистых отложений могут быть использованы при восстановлении условий их образования и стратиграфической корреляции немых континентальных толщ кайнозоя. Опыт их использования для этих целей в Западно-Сибирской низменности дает, несомненно, положительные результаты.

VII. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ И ОЗЕРНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Как можно судить по изложенному выше материалу, в общем ходе осадконакопления рассматриваемого отрезка времени кайнозойской истории неотектонический фактор играл весьма существенную роль. Общей тенденцией к поднятию, устойчиво выдерживавшейся в пределах Томского Приобья, и противоположной ей тенденцией к опусканию, сохранявшейся на севере исследованного региона в пределах Нарымского Приобья, были обусловлены отмеченные выше различия в обстановке осадконакопления этих районов. В известной степени они определили впоследствии общую палеогеографическую зональность. На ее становление в четвертичный период в значительной степени оказало влияние материковое оледенение севера Западной Сибири и оледенение горных сооружений ее южного обрамления. Изменением режима горно-долинных ледников (Варданьянц, 1938; Тронов, 1956, 1954, 1949, 1951; Щербакова, 1964) в той или иной степени был предопределен общий режим «магистральных» водных потоков, питавшихся в значительной мере талыми ледниковыми водами, проникавшими далеко в пределы низменности — обширной аккумулятивной равнины, небольшой частью которой является исследованный нами регион.

В соответствии с общим отмеченным режимом неотектонических движений, выдерживающимся на протяжении почти всей истории осадконакопления четвертичного периода, в пределах Томского Приобья преобладала более оживленная по динамике обстановка осадконакопления. Это сказалось в формировании в данном районе осадков, отличающихся более пестрым фациальным составом. В их разрезе значительное место занимали различные субфации руслового аллювия, а отложения других фациальных обстановок (половодных разливов, проточных озерных водоемов) сложены здесь более крупнозернистым кластическим материалом. Напротив, на севере — в Нарымском Приобье, в условиях длительных неотектонических прогибаний преобладала более спокойная обстановка осадконакопления. На последнюю более существенное влияние оказала непосредственная близость материковых льдов, оставивших значительные по мощности накопления ледниковых и флювиогляциальных отложений, широко развитых несколько к северу от северной рамки исследованного региона (Шацкий, 1956; Земцов, 1965) в бассейнах рек Вах и Юган. В конечном итоге, все эти особенности осадконакопления наложили существенный отпечаток на характер ландшафта и на зональность общего географического характера, обусловив смещение географических зон то к северу, то к югу. Это привело к неоднократной перегруппировке растительных формаций во времени и связанного с этим почвенного покрова. Последним в известной степени были определены показатели геохимической обстановки осадконакопления. По-видимому, ее отражением в известной мере являются показатели физико-механических свойств и состав глинистых минералов, изменение которых во времени протекало от одного литоком-

плекса к другому вплоть до современности и нашло свое отражение при формировании аллювиальных отложений пойменных террас Среднего Приобья.

В общем ходе формирования охарактеризованных нами аллювиальных, озерно-аллювиальных и озерных отложений кайнозоя этой территории отчетливо проявляется общая ритмичность осадконакопления. Разнообразный характер ее, как следствие определенного изменения физико-географической среды и довольно сложного процесса осадконакопления, достаточно полно освещен в работах Е. А. Ферсмана (1917), И. Барреля (1917), Ю. А. Жемчужникова (1947, 1955, 1963), И. Б. Вассоевича (1938, 1939), У. Х. Твенховела (1936), А. М. Кузьмина (1940), Л. Н. Ботвинкиной (1954, 1960, 1962) и других исследователей, занимавшихся изучением осадочных толщ и выяснением условий их формирования.

В более широком аспекте проблему ритмичности рассматривает К. К. Марков (1962), подробно разбирая в своих работах ритмические изменения природы и ее компонентов, в том числе и климата (Марков, Гричук, Лазуков, 1960, 1961). Не останавливаясь на этом весьма интересном вопросе, в той или иной степени затрагиваемом во многих работах, посвященных строению толщ осадочного генезиса различного возраста (Шемякин, 1938; Пустовалов, 1940; Ферсман, 1943), отметим лишь некоторые основные положения, характеризующие ритмичность осадконакопления. Так, например, Л. И. Ботвинкина (1962) в своей последней работе, посвященной слоистости осадочных пород, совершенно правильно подчеркивает, что «если отмечается чередование слоев или пластов в закономерной последовательности, то можно говорить о ритмичности, или цикличности, строения разреза», а осадочные циклы суть «комплексы чередующихся отложений различных фаций».

Общая же закономерность процесса осадконакопления и его ритмичность, или, как отмечает Ю. А. Жемчужников (1963) в своей последней работе «Основное правило», не заключается ли в тенденции к периодичности, которая и создает как ритмическую слоистость, так и цикличность». Далее Ю. А. Жемчужников отмечает: «Для каждого ритма характерно, что, начинаясь снизу грубым кластическим материалом с постепенным уменьшением крупности зерна, он завершается кверху тонкозернистым осадком...». Такая тенденция к сохранению отмеченной выше закономерности в смене кластического материала и является общей закономерностью процесса осадконакопления. Эта закономерность достаточно отчетливо проявляется в различных масштабах и отражается как в отдельных слоях, их пачках, так и в крупных комплексах (литоконкомпексах — горизонтах) осадков (Кузьмин, 1949). Для строения последних уже характерно не только направленная смена кластического материала, но и закономерное сочетание фаций. Направленное сочетание фаций отражает не пульсирующее изменение внутренней динамики потока, а смену обстановок осадконакопления, определяющих фациальный тип осадка, накапливающегося в условиях более длительного отрезка времени, отвечающего веку или эпохе (этапу осадконакопления).

Эта общая закономерность, проявляющаяся по-разному в каждом из охарактеризованных нами этапов, отчетливо вырисовывается в общем ходе процесса осадконакопления рассматриваемого отрезка времени кайнозойской истории Среднего Приобья.

В каждом из охарактеризованных нами литологически обособленном комплексе отложений (ритме или свите) отчетливо видна совершенно определенная направленность, заключающаяся в тенденции к сохранению отмеченных выше закономерностей. Ее отражением является постепенная смена осадков фаций руслового типа фациями пойменного, по-

ловодного или озерного типа как элементов, составляющих литологически обособленный комплекс осадков (рис. 55, А, Б). При формировании слагающих его фаций господствующая роль принадлежит гидрологическому режиму потоков, а также связанному с ним режиму уровней и расходов воды, влияние которых на формирование аллювия в целом достаточно хорошо показано в работах Е. В. Шанцера (1951, 1961), Ю. А. Лаврушина (1961, 1963а, 1963).

Следует также оттенить, что при формировании руслового аллювия и свойственных ему субфаций базального горизонта (Горецкий, 1964) и прирусловой отмели немаловажное значение играет динамика и характер потоков, создаваемых турбулентным движением, анализ которого дан в работах И. Л. Лялевского (1948), И. И. Макавеева (1955) и других исследователей (Паскин, 1940; Великанов, 1937, 1948; Е. В. Шанцер, 1951). Такое движение, как отмечает Л. И. Ботвинкина (1962), свойственное каждому потоку, приводит к изменению его мгновенных скоростей и «является одним из основных факторов образования слоистости пород (слойчатости). Это — механизм, при помощи которого постоянное движение течения создает попеременно-прерывистое, т. е. слоистое (слойчатое) строение осадки... Причины возникновения слоистости осадочных толщ разнообразны, но всегда бывают связаны с изменением общих условий седиментации», что и приводит к изменению типов слоистости пород. «Слоистость же самой породы внутри данного пласта — это слоичатость», а «слоичатость обуславливается лишь пульсацией осадкообразующих процессов при неизменных общих условиях седиментации...». В связи с этим каждой группе фаций руслового типа присущ свой тип слоистых текстур (как отражение смены динамики среды) — определенное закономерное сочетание различных видов косой, линзовидно-косой и косоволнистой слоистости с присущей им вполне определенной слоичатостью.

В охарактеризованных нами комплексах осадков (литоконкомплексах или свитах) русловые фации с субфациями базального горизонта (пристрежневая фация Е. В. Шанцера, 1951) и нижней части прирусловой отмели сменяются все более и более тонкозернистыми осадками верхней части прирусловой отмели, а затем фациями пойменного типа в типичных аллювиальных литоконкомплексах (свитах) или фациями половодного и озерного типов, характерными для аллювиально-озерных и озерно-аллювиальных комплексов осадков. При этом смена аллювиальной обстановки прируслового типа озерной иногда протекает постепенно и осуществляется, минуя обстановку пойменного типа. В связи с этим формируется промежуточный тип осадков — аллювиально-озерные отложения.

Осадки половодного и пойменного типов, весьма близкие по условиям формирования, накапливались уже в иных гидрологических условиях, в обстановке с иной динамикой среды, по-видимому, как путем движения наносов «в виде сплошного слоя волочения» (Лопатин, 1952), так и путем выпадания их из взвеси с перемещением многочисленными отдельными струями, быстро и резко изменяющими направление. Это протекало в условиях, когда поток разбивался на массу струй, растекавшихся по поверхности аккумуляруемого ими материала в условиях мелководья. Таким путем и создается весьма специфическая слоистость различных разновидностей косоволнистой слоистости, наиболее подробно описанной Л. Н. Ботвинкиной (1962), которая совершенно правильно подчеркивает, что «для любой фациальной обстановки характерно присутствие не одного какого-либо вида слоистости, а определенного комплекса видов и их последовательное сочетание...». Такое вполне закономерное сочетание видов

и типов слоистости характеризует тот или иной литологически обособленный комплекс осадков с присущим ему закономерным сочетанием фаций. В целом он «характеризуется комплексом типов слоистости, сменяющихся в определенной последовательности». Совершенно правильно отмечает Л. Н. Ботвинкина, что «причины возникновения слоистости осадочных толщ, а не слоистости весьма разнообразны, но всегда бывает связаны с изменением общих условий седиментации...»

Таким образом, закономерная смена фаций и такая же закономерная смена вполне определенных комплексов типов слоистости, находящихся в определенном сочетании, еще раз подчеркивает общую ритмичность осадконакопления и направленную закономерную смену фаций в каждом литологически обособленном комплексе осадков (аллювиальных, аллювиально-озерных и озерно-аллювиальных свитах). Формирование последних, как видно из изложенного материала, начиналось в условиях более мягкого и теплого климата (межледниковье, межстадиал, фаза) и заканчивалось в обстановке холодного климата (ледниковье, стадия, фаза), что соответствует полному ритму (циклу) изменения климата и охватывает теплую и холодную стадии последнего.

Чередование осадков отмеченных выше основных типов фаций в общем сводном разрезе охарактеризованных нами отложений кайнозоя свидетельствует о ритмичности более крупного порядка. Она находит отражение также и в литолого-минералогическом составе осадков и показателях их физико-механических свойств, что подчеркивает в свою очередь ритмичные изменения климата, достаточно полно освещенные в работах М. П. Гричук (1960, 1961, 1964). В целом все это является следствием общих направленных и ритмичных изменений природы, всесторонний анализ которых дан в последних работах К. К. Маркова (Марков, Гричук, Лазуков, 1960, 1961 и Марков, 1962).

Учитывая особенности фациального состава и строения охарактеризованных нами дочетвертичных осадков козюлинского, киреевского и таганского литокомплексов, можно, придерживаясь терминологии Г. И. Горещкого (1964), объединить их в одну аллювиально-озерную ассоциацию. Последняя, как можно видеть по изложенному материалу, характеризуется рядом присущих ей признаков (литолого-минералогическим составом, физико-механическими свойствами, комплексами семенных и листовых флор, фауной пресноводных моллюсков и т. д.) и объединяет комплексы осадков, наиболее близких по возрасту.

Рассматривая обстановку осадконакопления времени формирования дочетвертичной аллювиально-озерной ассоциации, можно отметить, что она изменялась в сторону оживления динамики среды осадконакопления. Это видно по последовательному нарастанию роли аллювиальных фаций, среди которых отмечается все большее и большее преобладание фаций руслового типа и в соответствии с этим — уменьшение роли озерных фаций. По текстурным особенностям, характеру напластования и типу слоистости отложений, формировавшихся в озерной обстановке, можно судить об изменении условий осадконакопления в сторону преобладания все более и более открытых и проточных озерных водоемов. На это указывает фрагментарное развитие озерных и пойменного типа фаций в отложениях таганского комплекса осадков.

По общему характеру осадконакопления четвертичные отложения кривошеинского, вертиковосовского и соколовского литокомплексов достаточно обоснованно объединяются в одну (вторую) аллювиально-озерную ассоциацию. Для нее характерен общий констративный, или настилаемый, тип аккумуляции по терминологии В. В. Ламакина (1948). Формирование этой ассоциации осуществлялось при постепенном ослаб-

лении динамики среды осадконакопления, что сказалось в последовательном (от свиты к свите) все большем и большем преобладании отложений пойменного, озерного и половодного типов (аллювиально-половодных осадков, по Г. И. Горенкому, 1964) над отложениями русловых фаций, среди которых фации базального горизонта выражены все менее и менее полно.

Комплекс осадков ранне-среднеплейстоценовой ассоциации характеризуется общностью литолого-фациальных особенностей, общностью показателей физико-механических свойств, комплексами фауны пресноводных моллюсков и остракод, а также комплексами фауны крупных млекопитающих, находки которых, к сожалению, сравнительно редки. Кроме того, ранне-среднеплейстоценовая ассоциация обособляется по комплексам семенных флор, отличающихся по содержанию тех или иных элементов от семенных флор позднечетвертичного возраста, и некоторому своеобразию спорово-пыльцевых спектров, отражающих неоднократное изменение климата — смену теплых и холодных эпох.

Общий характер осадконакопления позднечетвертичной эпохи, особенности строения и фациального состава осадков и общая тенденция в сторону все большего и большего оживления динамики среды дают основание для объединения отложений аллювиально-аккумулятивных равнин (IV и III морфологические уровни) и аллювиальных накоплений вторых и первых надпойменных террас в единую серию осадков, слагающую уже в полном смысле этого слова аллювиальную ассоциацию.

В ее составе преобладают осадки, присущие типичным аллювиальным свитам. Весь этот комплекс характеризуется общностью литологического состава и показателей физико-механических свойств, фауной позвоночных моллюсков, остракод, комплексами семенных флор уже почти современного состава и спорово-пыльцевыми спектрами, отражающими чередование холодных и теплых климатических фаз.

Осадки ранне-среднеплейстоценовой и позднеплейстоценовой ассоциаций в соответствии с представлениями Г. И. Горенского (1964) вполне могут быть объединены в одну антропогенную формацию (аллювиально-озерную), формировавшуюся в основном в условиях длительных неотектонических опусканий. Некоторое своеобразие и отличия неотектонического режима южных и северных районов исследованного региона соответственно обусловили своеобразие режима осадконакопления. Это, естественно, сказалось на строении и фациальном составе осадков отмеченных выше ассоциаций и слагающих их аллювиально-озерных и аллювиальных литокомплексов (свит), развитых в этих районах.

Изменение режима среды осадконакопления во времени привело, как уже отмечалось, к смене отложений различных фациальных типов. В охарактеризованных нами свитах это обусловило смену аллювиальных преимущественно руслового типа фаций фациями пойменного типа, наиболее характерными для позднечетвертичной аллювиальной ассоциации (рис. 55, Б) или фациями озерных или половодных бассейнов, наиболее широко распространенными в составе отложений ранне-среднеплейстоценовой аллювиально-озерной ассоциации (рис. 55, А).

Одними изменениями внутреннего гидродинамического режима потока, особенно при общем констративном типе (фазе) аккумуляции, никоим образом не может быть объяснено формирование литологически обособленных пачек отложений, накопившихся в определенной достаточно устойчивой в фациальном отношении обстановке, которая и определяет в конечном итоге общий тип осадка. Тип осадка с комплексом присущих ему фациальных особенностей и является отражением определенного режима среды осадконакопления. Прежде всего, как нам представляется, режим

среды осадконакопления и его изменения зависят от изменения физико-географической обстановки в целом и, по-видимому, в первую очередь от колебаний климата планетарного характера.

Следствием колебания климата является изменение режима ледниковых покровов севера Западной Сибири и горно-долинные ледников ее южного обрамления. Они в основном и питали транзитные водные потоки, выходящие из обрамления далеко в пределы аккумулятивных равнин низменности и являющиеся основным динамическим фактором, определяющим режим осадконакопления в бассейне седиментации.

Правда, на формирование осадков Среднего Приобья прямое влияние климата не было столь отчетливым, как, например, в бассейнах рек субарктического пояса и перигляциальных областей материкового оледенения, подробно охарактеризованных в последней работе Ю. А. Лаврушина (1963), однако косвенное влияние его совершенно очевидно. С фазами похолодания климата (по-видимому, чаще с холодными и влажными) надо связывать формирование различных криогенных текстур типа инвалуций, довольно широко распространенных в отложениях, отвечающих самаровскому, тазовскому, зырянскому и сартанскому оледенениям (похолоданиям). Причем следует отметить, что следы бывших криогенных процессов более четко наблюдаются вблизи границ раздела между осадками, сформировавшимися в условиях теплого и холодного климата. Обычно они приурочены к отложениям, накопившимся во время или третьей фазы межледниковий (потеплений) — несколько более холодной и влажной, или первой фазы ледниковой — холодной и влажной, тогда как «трещинные» формы нарушений, по-видимому, являются следствием холодного и сухого климата.

Восстановить картину изменения режима материкового льда и, по-видимому, более или менее синхронные им изменения режима ледников в горном обрамлении юга низменности на материале, собранном только в исследованном регионе, весьма затруднительно, так же как и восстановить связь этих явлений с этапами осадконакопления в рассматриваемом нами бассейне седиментации. Однако, как можно судить по многочисленным работам и данным, приведенным В. А. Нехорошевым (1930), Е. Н. Щукиной (1958, 1960), Л. И. Ивановским (1957, 1961, 1961а), И. А. Ефимцевым (1961), О. А. Раковец и Г. А. Шмитц (1963), освещающим те или иные вопросы четвертичного оледенения Алтая и палеогеографии предгорных равнин (Адаменко, 1963; Малолетко, 1963), такая связь представляется нам совершенно очевидной. Несомненно, питание транзитных водных потоков, аккумулирующих кластический материал в Среднем Приобье, во многом зависело от режима горно-долинных ледников. Крупные изменения их, надо полагать, были синхронны (в общем плане) изменениям режима ледникового покрова материкового оледенения (Стрелков, 1959, 1962). Отмеченные выше связи между изменением режима ледников и фацальной обстановкой бассейна осадконакопления, обусловленные общими изменениями среды осадконакопления, ее гидрологического режима и климата, становятся совершенно очевидными.

Достаточно обоснованные данные о связи определенных в фацальном отношении осадков и климата были высказаны М. П. Гричук (1960, 1961) при изучении четвертичных отложений Томского Приобья. Аналогичные положения, но еще не достаточно подкрепленные данными палинологического анализа, были основаны (Мизеров, 1961, 1964; Шацкий, 1956; Земцов, 1965) на корреляции осадков ледниковой и внеледниковой зон низменности. На основании этих исследований были установлены фацальные замещения осадков, выделенных нами во внеледниковой зоне под названием «перигляциального комплекса» флювиогляциальными и ледни-

ковыми осадками, широко распространенными в ледниковой зоне. Подстилающие их преимущественно аллювиальные отложения были прослежены из ледниковой зоны изменности во внеледниковую. Это и позволило установить тесную связь этих различных в фациальном отношении осадков, которая позволила более обоснованно говорить о том, что формирование вполне определенных в фациальном отношении осадков (перигляциального комплекса) отвечает условиям холодного климата. Наоборот, формирование подстилающих их преимущественно аллювиальных отложений совершенно естественно связывалось нами с обстановкой более теплого климата. В настоящее время это подтверждается и согласуется с изменением растительного покрова (Гричук, 1957, 1960, 1961; Стрижова, 1962, Букрева, 1965; Волкова, 1962, 1964). Как уже видно из изложенного нами материала, в соответствии со сменой обстановки осадконакопления и ее режимом (динамикой среды) формировались вполне определенные в фациальном отношении осадки, слагающие крупные литологически обособленные пачки, принимающие участие в строении тех или иных литологически обособленных комплексов осадков.

Вся сумма отмеченных выше неотектонических и климатических факторов обусловила в Среднем Приобье некоторое своеобразие процесса осадконакопления, которое осуществлялось в четвертичном периоде в условиях прогибания обширной аккумулятивной равнины, что и определило констративный тип аккумуляции. В ранне- и среднеплейстоценовую эпохи формирование осадков осуществлялось в условиях очень неглубоких речных долин, которые почти не наблюдаются в настоящее время. В те эпохи существовали довольно многочисленные, хотя и значительно эродирующие свое ложе водные потоки, разрабатывавшие неглубокие долины типа лощин, и аккумулярующие кластический материал, представленный базальными и русловыми фациями. Перегруженность обломочным материалом способствовала в процессе его отложения миграции водных потоков вверх по аккумуляруемому материалу. Это и обусловило формирование обширных аллювиальных равнин путем слияния многочисленных сравнительно небольших по размерам равнин, образующихся как бы по типу сочленения «конусов выноса» осадков фаций руслового типа в единую аллювиальную толщу, слагающую аккумулятивную равнину.

Примерно в такой своеобразной фациальной обстановке формировались аллювиальные отложения кривошеинского и вертикосовского комплексов осадков со всем многообразием свойственных им фаций и субфаций аллювия. Следует отметить, что в аллювии кривошеинской свиты наиболее широко и полно представлены фации базального горизонта, отвечающие стержневым фациям В. В. Ламакина (1947, 1950) или пристрежневыми фациями руслового аллювия Е. В. Шанцера (1951, 1961), в составе которого достаточно хорошо выражена субфация основного галечника (Усов, 1934). Русловые и базальные фации в составе осадков соколовского озерно-аллювиального комплекса развиты весьма фрагментарно и сложены мелкозернистыми тонко-косослоистыми хорошо промытыми песками с гравием. Базальными, в полном смысле этого слова, они могут быть названы только на основании своего стратиграфического положения и залегания в основании осадков соколовской свиты, слагая весьма своеобразный их базальный горизонт. И только за пределами современной долины Оби, где наблюдаются значительно более глубокие врезы, выполняющие их, аллювиальные отложения соколовского литокомплекса дифференцированы намного полнее.

Двум фазам аллювиальной аккумуляции (аллювиальным фазам), соответствующим накоплению осадков с наиболее дифференцированными фациями руслового аллювия кривошеинского и вертикосовского лито-

комплексов, предшествовали наиболее глубокие врезы. При этом раннеплейстоценовый врез был наиболее энергичным и наиболее глубоким, а отвечающий ему базальный нижнеплейстоценовый (Q_1^1) галечник сложен более крупным валунно-галечниковым материалом, нежели базальный галечник вертикасовской свиты. Этот врез обычно расположен намного ниже современной межени и только в районах, втянутых в зону молодых неотектонических поднятий, поднимается значительно выше уреза воды, прослеживаясь в Томском Приобье на высоте 10—15 м. Уровень вреза тобольского времени грубо ориентировочно отвечает низкой межени, а врез, предшествовавший накоплению аллювия соколовского комплекса осадков, был намного слабее и прослеживается на значительно более высоком уровне. В соответствии с этим в районе исследований только незначительно размыты осадки озерных и половодных фаций вертикасовского комплекса. Полностью уничтожены они лишь в отдельных районах, большей частью расположенных за пределами региона исследований.

Накопление аллювиальных отложений охарактеризованных выше литокомплексов в основном, как можно судить по спорово-пыльцевым спектрам, осуществлялось в условиях сравнительно мягкого (межледникового) климата. При этом формирование более крупнозернистых осадков базального горизонта и нижней части аллювия прирусловой отмели в основном протекало в условиях более сухого климата первой фазы межледниковий. Совершенно естественно, что это не исключает возможности формирования руслового аллювия во время других, более поздних климатических фаз межледниковой эпохи, которым свойственна своя ассоциация растений, или возможности формирования старичных и пойменных отложений, полностью одновременных базальным фациям.

Некоторое дальнейшее увеличение влажности климата при незначительном его похолодании, обусловленном, по-видимому, некоторым приростом ледниковых масс в области оледенений, вероятно, способствовало в исследованном нами регионе аккумуляции все более и более тонкозернистого материала. Накопление последнего осуществлялось уже в условиях более влажного (третьей — более холодной и влажной фазы межледниковья) климата и в несколько иной фациальной обстановке, примерно отвечающей обстановке, в которой накапливаются осадки верхней части прирусловых отмелей, а также обстановке пойменных разливов, озерных и озерно-болотных водоемов. В значительной степени этому благоприятствовала исключительная выровненность территории (области осадконакопления), имевшей очень незначительные уклоны поверхности, обеспечивающие слабый и затрудненный сток. В конечном итоге все это привело к формированию обширной аккумулятивной озерно-болотной равнины с обилием мелководных слабо блуждающих русел и многочисленными озерными и озерно-болотными водоемами, и водоемами типа периодически обсыхающих мелководий и луж.

С дальнейшим последовательно нарастающим похолоданием климата, обусловившим рост и наступление ледников (ледниковая эпоха), следует связать общее изменение режима осадконакопления и отчетливое уменьшение и ослабление живой силы потоков. Несколько большая по сравнению с относительной влажностью третьей фазы межледниковья сухость климата и постепенное ее нарастание, по-видимому, значительно способствовали накоплению своеобразных тонкозернистых осадков. В их формировании все большее и большее участие принимали половодные разливы, существовавшие на протяжении длительного времени ледниковых эпох. На аналогичную связь половодий с климатом обратил в свое время внимание Е. В. Шанцер (1951), который отмечает, что наиболее высокий уровень паводковых вод можно объяснить условиями более сухого и

континентального климата. При этом он подчеркивает, что мощность пойменного наилка зависит также от массы взвешенных частиц в полых водах, количество которых возрастает при отсутствии лесной растительности, когда увеличивается напряженность смыва.

Перегруженные влекомыми наносами водные потоки в связи с постепенным ослаблением их живой силы аккумуляровали все более и более тонкозернистый материал. Погребая его, при интенсивном блуждании, они как бы «мигрировали» вверх по отлагаемым осадкам и, разбиваясь на массу более мелких рукавов, потоков и отдельных струй, давали обширные мелководные разливы. В связи с этим отложения, сформированные в аналогичной обстановке, и были выделены нами под названием половодно-мелководных. Обычно в строении этих осадков принимает участие тонкий пылеватый материал — супеси, суглино-супеси и суглинки с характерной, иногда очень тонкой и весьма разнообразной слоистостью. Наиболее характерна для них плетенчатая и полого-волнистая слоистость, аналогичная слоистости различных разновидностей и типов волнистой, косоволнистой и полого-волнистой слоистости, описанной Л. Н. Ботвинкиной (1962). Аналогичные по текстурным признакам и типам слоистости осадки пользуются довольно широким распространением в пределах обширных аккумулятивных равнин, окаймляющих материковые оледенения. Отложения, по-видимому, весьма близких фациальных обстановок осадконакопления описаны Е. В. Шанцером (1961) под названием перигляциального аллювия, а Ю. А. Лаврушиным (1963), как ледниково-аллювиальные отложения, или отложения фаций разливов, характерных для бассейна Енисея (1961). К этой группе отложений, как показателей аналогичных обстановок седиментации, могут быть отнесены осадки, описанные А. И. Москвитиным (1958), Ю. А. Крыловым (1958, 1961) и А. В. Кожевниковым (1959). Они напоминают также половодные отложения Г. И. Горецкого (1963), которые, как он отмечает, вполне могут быть выделены в самостоятельный тип — тип половодных отложений. Все эти отложения, весьма близкие по условиям формирования, характеризуются общностью признаков и, отличаясь по текстурным особенностям и видам слоистости, определяют индивидуальные черты обстановки осадконакопления. Устойчивость последней с присущими ей чертами и определяет общий тип осадка, в пределах которого могут быть выделены свои разновидности, отличающиеся по типу слоистости.

В исследованном регионе довольно часто среди отложений половодного типа встречаются пачки суглино-супесей с чередованием слоев, то с мелкой косонаслоенной, несколько изогнутой слойчатостью, то пачки с горизонтально-волнистой слойчатостью «дельтового типа». Такое сходство с дельтовыми отложениями свидетельствует о формировании некоторой части отложений в условиях небольших озерных дельт, по-видимому, постепенно выполняющих мелководные озерные бассейны. В связи с этим подобные отложения и были названы нами ранее осадками «дельтово-озерного типа». Все охарактеризованные выше отложения, формировавшиеся в эпоху оледенений, с известной долей условности могут отвечать термину — осадки перигляциального типа — специфическому перигляциальному аллювию в широком понимании этого термина. При формировании отложений в исследованном нами регионе одновременно отшнуровывалась масса озерных, то относительно глубоководных, то сравнительно более мелководных водоемов и периодически обсыхающих мелководий типа обширных луж, современных соров, речных лайд (Лаврушин, 1963), или вторичных пойменных водоемов (Шанцер, 1961), описанных нами при характеристике пойменного аллювия Оби. В аналогичных обстановках формировались озерные, озерно-болотные, а также пойменного и половодного

типа осадки, пользующиеся в ледниковую эпоху достаточно широким распространением. Следовательно, преобладание определенных разновидностей (подтипов) осадков зависело от обстановки осадконакопления, сложившейся в том или ином районе исследованного региона во время того или иного похолодания или ледниковой эпохи.

В связи с этим для каждой ледниковой эпохи — эпохи с только ей присущим климатическим и, следовательно, гидрологическим режимом — характерен вполне определенный тип «перигляциальных» осадков, с присутствием ему сочетанием различных свойственных ему субфаций, отражающих индивидуальные черты и специфику среды и обстановки осадконакопления.

Следует отметить, что во время древнечетвертичного похолодания климата (демянский век — век формирования озерных фаций кривошеинского литокомплекса) наиболее широким распространением в пределах Среднего Приобья (особенно в перигляциальной зоне) пользовались осадки фаций озерных проточных водоемов, лишь периодически сменявшиеся осадками мелководного типа. Об этом свидетельствуют их текстурные особенности и характер мелкой слоистости волнисто-горизонтального и полого-волнистого типов. По-видимому, только намного южнее (в Барнаульском и Бийском Приобье) осадки половодного типа обширных мелководий были развиты более широко. В настоящее время мы не будем останавливаться на корреляции и увязке охарактеризованных отложений в пределах более обширных регионов восточной половины Западно-Сибирской низменности, ибо это не входит в нашу задачу и уже частично сделано в более ранних работах (Мизеров, 1957, 1961, 1964.), а также в последних работах В. А. Мартинова (1957, 1964), посвященных южным районам низменности. Отметим лишь, что все выделенные нами и охарактеризованные отложения аллювиальных фаций в широком смысле этого слова, а также озерных фаций и фаций мелководий и разливов соответственно хорошо увязываются или с межледниковыми, или с флювиогляциальными и ледниковыми отложениями ледниковой зоны низменности.

В эпоху максимального оледенения, особенно в его раннюю — самаровскую стадию (ледниковые), в Нарымском Приобье и его перигляциальной зоне формировались преимущественно озерные отложения. Среди них суглинок с ритмичной ленточноподобной слоистостью пользовались более широким распространением, нежели отложения других фациальных типов «перигляциального комплекса» осадков (рис. 55, А). Анализ фациального состава отложений перигляциальной зоны и характер их распространения свидетельствуют о том, что в то время формировались обширные и многочисленные озерные водоемы. Как нам представляется, озерные бассейны большей частью имели отчетливый, хотя и затрудненный отток воды на север, а перед передним краем ледникового покрова не было единого огромного гипотетического подпрудного бассейна типа озера-моря.

На юге Томского Приобья и южнее в то время накапливались осадки, более соответствующие по своим фациальным и текстурным особенностям осадкам половодного типа и мелководий, которые севернее сменяются осадками смешанного половодно-озерного типа. При этом в зоне, охватывающей современную долину Оби, сравнительно со смежными районами, существовал относительно неустойчивый режим осадконакопления. Благодаря этому здесь осуществлялось чередование небольших размывов кратковременных неглубоких врезов и аккумуляции тонкозернистого материала, формирование которого протекало при участии субаэриальных агентов. В связи с этим в Томском Приобье менее полно представлены отложения озерных фаций вертикального литокомплекса. И только в самом

конце самаровского века уже в условиях довольно отчетливого смягчения климата здесь установилась несколько более спокойная обстановка осадконакопления, способствовавшая формированию типичных озерных глин и суглинков с хорошо выраженной тонкой горизонтальной ленточноподобной слоистостью.

В дальнейшем, после отчетливого потепления климата и формирования аллювия соколовского комплекса осадков, во вторую фазу похолодания среднеплейстоценовой эпохи (тазовская стадия максимального оледенения) в Среднем Приобье был уже несколько иной режим осадконакопления, чем в эпоху самаровского (максимального) оледенения. В то время в перигляциальной зоне накопление темно-серых супесей, суглино-супесей и глин осуществлялось преимущественно в озерной и частично озерно-болотной обстановке и обстановке пойменных разливов. Относительно неустойчивый фациальный состав осадков и наличие маломощных не выдержанных по простиранию гумусированных (реликты почв болотного

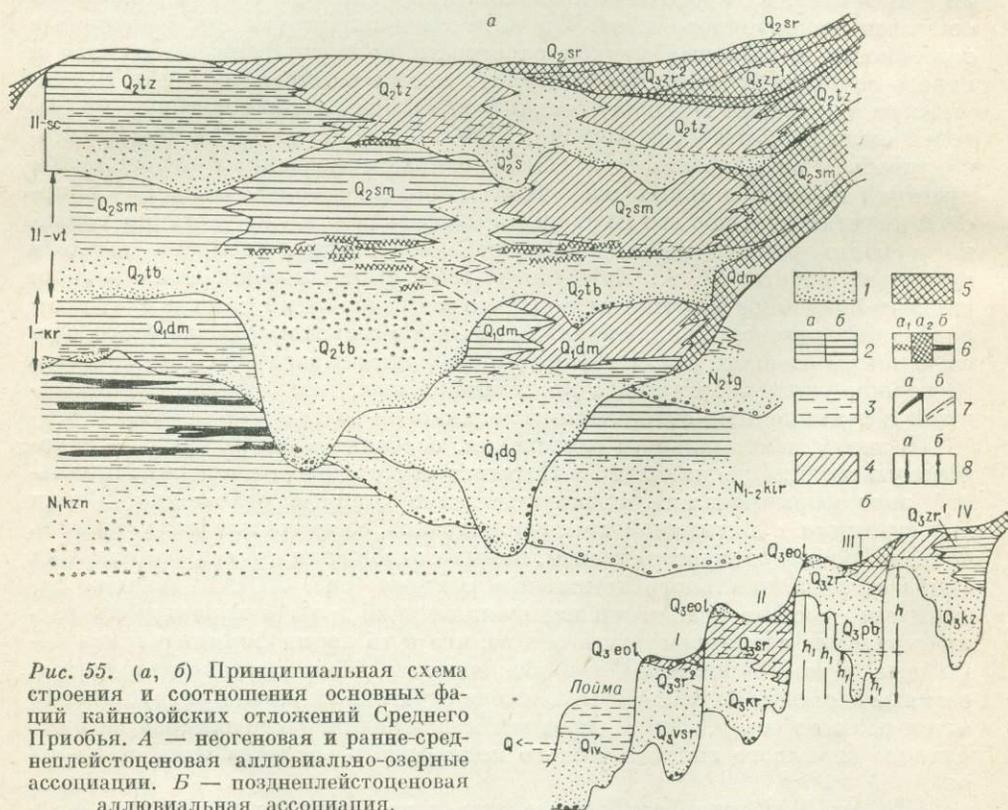


Рис. 55. (а, б) Принципиальная схема строения и соотношения основных фаций кайнозойских отложений Среднего Приобья. А — неогеновая и ранне-среднеплейстоценовая аллювиально-озерные ассоциации. Б — позднелайстоценовая аллювиальная ассоциация.

Условные обозначения: 1 — преобладание отложений фаций руслового типа; 2, а — то же, озерно-ледникового типа, б — озерного типа; 3 — пойменного типа; 4 — подоводных разливов и мелководий; 5 — скалового типа; 6, а₁ — погребенные торфяники, а₂ — погребенные почвы, б — бурые угли; 7 — границы соотношения свит, а — границы размыва (границы межформационного типа), б — границы соотношения различных фаций (границы внутриформационного типа); δ , h — вероятная глубина вреза, h_1 — вероятная высота цоколя. На схеме: kzn — возлюбский литокомплекс (W_{1-3}); kir — киревский литокомплекс (W_{1-3}); tg — таганский литокомплекс (W_{1-3}); kr — кривошеинский литокомплекс ($Q_{1dg} + Q_{dm}$); vt — вертикасовский литокомплекс ($Q_{2tb} + Q_{2sm}$); sc — соколовский литокомплекс ($Q_2s + Q_2tz$); I, II, III, IV — надпойменные террасы и аллювиальные равнины; IV и III — казанцевско-зырянские; II и I — каргинско-сарганские; Q_{1dg} — отложения доледникового горизонта; Q_{1dm} — отложения демьянского горизонта; Q_{2tb} — отложения тобольского горизонта; Q_{2sm} — отложения самаровского горизонта; Q_2s — отложения ипритинского горизонта; Q_2tz — отложения тазовского горизонта; Q_{kz} — отложения казанцевского горизонта; Q_{3zr1} — Q_{3zr2} — отложения зырянского горизонта; Q_{3pb} — отложения внутризырянского потепления; Q_{3kr} — отложения каргинского горизонта; Q_{3sr1} — Q_{3sr2} — отложения сарганского горизонта; Q_{3v} — отложения внутрисарганского потепления.

типа), иногда сменяющихся торфяничками, свидетельствует о деградации и заиливании озерных водоемов. Вместе с тем это говорит о значительной роли субаэральных процессов и формировании осадков в обстановках мелководных разливов, периодически обсыхающих луж типа современных вторичных водоемов пойм, соров или водоемов типа речных лайд, описанных Ю. А. Лаврушиным (1961, 1963). В то время не было столь сильного подпруживания талых ледниковых вод и вод, поступающих из более южных районов низменности, что, по-видимому, следует связать с общей деградацией материковых льдов, наступившей в предшествовавший тазовско-самаровский межледниковый век (Стрелков, 1959, 1960). Надо думать, что сток вод на север существовал все время, хотя в отдельные отрезки времени он все-таки был очень слабым и менее устойчивым. По сравнению с максимальной стадией оледенения отток вод был, несомненно, более устойчивым и энергичным. Возможно, несколько более подпружная обстановка, периодически сменявшаяся проточной, еще и существовала в северных районах перигляциальной зоны низменности, расположенных вблизи края ледникового покрова, но тем не менее ее влияние на ход осадконакопления в век тазовского оледенения было менее ощутимо.

Свободный отток вод, осуществлявшийся в условиях исключительной (максимальной для четвертичного периода) выровненности поверхности аккумулятивной равнины, обусловил своеобразие обстановки осадконакопления. Плоский рельеф с некоторым уклоном в условиях свободного оттока вод способствовал образованию обширных половодных и мелководных разливов, устойчиво выдерживавшихся на значительных пространствах, охватывавших не только перигляциальную зону исследованного региона, но и более южные районы низменности, далеко выходящие за пределы юга Томского Приобья. Такой режим обусловил формирование покрова супесей, суглино-супесей и суглинков с тонкой, весьма своеобразной плетенчатой слоистостью и различных видов косоволнистой, волнистой и полого-волнистой слоистостью, весьма характерной для этих отложений.

Широкое развитие в этих осадках различного типа конвективных (Артюшков, 1963, 1965; Костяев, 1966) и криоморфных структур, аналогичных описанным В. В. Баулиным и другими исследователями (Баулин и др., 1960; Баулин, 1960) в толще средне- и верхнечетвертичных осадков нижнего течения Оби, а также в отложениях перигляциальной зоны валдайского оледенения А. А. Величко (1961), свидетельствует о суровом и холодном климате тазовского века.

В этот отрезок времени вся внеледниковая зона низменности превратилась в огромную аккумулятивную равнину, по поверхности которой и в почти морфологически невыраженных долинах блуждали многочисленные и очень слабые по силе водные потоки, интенсивно аккумулировавшие переносимый ими тонкозернистый материал. Во многом этому способствовали неотектонические особенности региона, обусловившие устойчивое неотектоническое прогибание этой территории, выдерживающееся вплоть до позднелайстоценовой эпохи.

Последующий этап широкого накопления аналогичных по фациальной природе осадков, близких к отложениям половодно-мелководного типа, формирование которых осуществлялось уже при ведущей деятельности субаэральных агентов при несомненном участии эолового фактора, отвечает первым фазам похолодания климата зырянской эпохи. Очень возможно, что в отдельные отрезки времени зырянской эпохи при формировании охарактеризованных осадков эоловые процессы имели ведущее значение (Черноусов, 1963). Изменение режима ледников этой эпохи, анализ которого дан в работах С. А. Стрелкова (1962), не имело уже столь

прямого отношения к формированию осадков Среднего Приобья, как в более ранние эпохи оледенения. Тем не менее о следах значительного похолодания в эпоху свидетельствует широкое развитие криогенных явлений в виде различных инвалуций и морозобойных трещин, выполненных псевдоморфозами по ледяным клиньям. Отмеченные выше отложения, формировавшиеся в холодную зырянскую эпоху, уже не имели столь широкого площадного распространения, как во время тазовского оледенения, и не капливались преимущественно в обширных весьма слабо морфологически выраженных понижениях рельефа, разработанных к этому времени в период предшествовавшего потепления климата, отвечавшего казанцевской эпохе. Выполняя эти понижения, охарактеризованные осадки смешанного покровного (отложения мелководных водоемов и периодически обсыхающих луж) и субаэрального происхождения как бы нивелировали все формы рельефа поверхности формировавшейся в то время обширной аккумулятивной равнины.

На территории Томского Приобья с этими осадками сопрягались отложения склонового ряда, дающие своеобразные шлейфы, спускавшиеся в понижениях рельефа с окружавших их относительно более повышенных участков.

Формирование этих понижений (преобладающая часть), выполненных отмеченными выше отложениями смешанного субаквально-субаэрального происхождения и погребенных почв, имеющих там достаточно хорошо и полно выраженный профиль, мы связываем с казанцевской теплой эпохой (Мизеров, 1957, 1964), предшествовавшей зырянскому оледенению. Среди «погребенных почв», встречающихся в разрезах Среднего Приобья, погребенные почвы этого стратиграфического уровня (казанцевская эпоха) пользуются наиболее широким распространением и наиболее полно представлены в южных районах Среднего Приобья. Следует отметить, что этому же отрезку времени (микулинское межледниковье) в пределах Европейской территории Союза соответствует формирование наиболее мощных погребенных почв, имеющих хорошо выраженный профиль и пользующихся широким распространением. По-видимому, это не чисто случайное совпадение, а свидетельство всеобщности изменений природы в антропогене. Как совершенно правильно подчеркивает К. К. Марков (1960), «наиболее крупной формой этих изменений было огромное развитие ледников, этого мощнейшего рычага изменения всех природных условий на всей поверхности планеты».

Формирование отложений позднечетвертичной аллювиальной ассоциации (см. рис. 55, Б) протекало уже в условиях несколько иной геоморфологической и неотектонической обстановки. Интенсивные поднятия южного и восточного обрамлений низменности и дифференцированные неотектонические движения с общей тенденцией к поднятию в пределах Обь-Енисейского и Обь-Иртышского междуречий обусловили более четкое геоморфологическое обособление Среднеобской впадины.

Размыв сформированной к этому времени аккумулятивной равнины привел в конечном итоге к формированию хорошо геоморфологически обособленных широких и глубоких речных долин, современные очертания которых определились к голоцену. Формирование аллювиальных отложений позднего плейстоцена, отличающихся некоторым своеобразием строения, а следовательно, и условий формирования, осуществлялось уже в пределах речных долин. Некоторая тенденция в сторону констративности осадконакопления сохранялась лишь при формировании отдельных речных террас, или аллювиальных свит, так как для позднечетвертичной эпохи в целом характерно отчетливое преобладание эрозионных процессов (углубление речных долин при последовательном их сужении).

Несмотря на отмеченные особенности, в эту эпоху отчетливо прослеживаются те же общие закономерности, описанные нами ранее, — ритмичность в осадконакоплении и взаимосвязь определенных фаций аллювия и соответствующих типов растительного покрова с климатом, что обосновывается многочисленными данными, только частично изложенными в работах М. П. Гричук (1957, 1960), А. И. Стрижовой (1962, 1964) и Г. Ф. Букреевой (1964, 1965). Общая ритмичность осадконакопления находит также свое отражение в строении каждого из охарактеризованных нами литокомплексов, принимающих участие в строении позднечетвертичной аллювиальной ассоциации. Обычно в этих комплексах осадков, типичных аллювиальных свитах (Шанцер, 1950), наиболее хорошо представлена группа фаций руслового аллювия с присущими ему субфациями. Осадки этой группы фаций аллювия формировались в условиях более теплого климата — межледникового или межстадиального. Формирование осадков, венчающих аллювиальные литокомплексы (свиты), осуществлялось в обстановке, соответствовавшей холодному климату. Не останавливаясь более подробно на особенностях осадконакопления позднечетвертичной эпохи, следует отметить, что с заключительными этапами аккумуляции озерно-аллювиальных равнин (четвертый аккумулятивный уровень), широко развитых только в Нарымском Приобье, связывается формирование отложений озерного и половодного типов. Текстурные особенности этих отложений при широком распространении криогенных форм нарушения, наличии линзовидных, часто выклинивающихся прослоев гумусированных суглинков, иногда сменяющихся слабо выраженными погребенными почвами и маломощными торфяничками, свидетельствует о формировании их в обстановке, примерно отвечавшей тазовскому веку осадконакопления (незначительная затрудненность стока и достаточно холодный суровый климат).

По-видимому, подпруживание, имевшее место в ту эпоху, следует связать не столько с формированием «подпрудных» бассейнов, существовавших вблизи края зырянского ледника, сколько с некоторой активизацией неотектонических движений в пределах системы Обь-Енисейских поднятий (Мизеров, 1965). Это привело к поднятиям правобережной зоны современного широтного отрезка долины Оби, окаймляющей с севера область широкого распространения озерно-аллювиальных равнин.

Формирование аллювиальных равнин более низкого морфологического уровня аккумуляции, переходящих в пределах Обь-Енисейского междуречья в «лощины стока», а южнее сменяющихся третьими надпойменными террасами, протекало в условиях несколько иной обстановки. Она отличалась своеобразным гидрологическим режимом, не способствовавшим развитию паводков и, следовательно, формированию отложений пойменного и половодного типов. Очень возможно, что в основе причин такого строения аллювия лежит климатический фактор, обусловивший кратковременность фазы похолодания, соответствовавшей, как нам представляется, второй стадии зырянского оледенения (Мизеров, 1964, 1966; Кинд, 1963). Исходя из общих палеогеографических построений, такое предположение может быть вполне вероятным. Возможно, этим и объясняется то, что тогда отложения «перигляциального типа» не получили широкого распространения, как в предшествовавшее похолодание климата зырянской эпохи, охватившее, по-видимому, более продолжительные отрезки времени (?).

Надо полагать, что этому способствовал более отчетливый, направленный и уже совершенно беспрепятственный сток вод, наступивший в связи с распадом льдов зырянского оледенения в пределах зоны его аккумуляции.

Совершенно аналогичное строение имеет аллювий первых надпойменных террас Среднего Приобья. Для него характерно более широкое развитие фаций базального горизонта, сменяющихся выше русловыми фациями и затем фациями верхней части прирусловой отмели. Надо полагать, что этому способствовала общая тенденция к констативности, выдерживающаяся в эпоху формирования первых надпойменных террас. Слагающие их верхнюю часть более тонкозернистые пески с полого-косой тонкой перекрестной и волнисто-горизонтальной слоистостью формировались в условиях холодного и сурового климата, который соответствует второй фазе похолодания сартанской эпохи (Мизеров, 1957, 1964; Кинд, 1963). Об этом также свидетельствуют материалы, приведенные С. В. Цейтлиным (1965) в его последней работе. Фации пойменного типа, или долинные осадки по М. А. Усову (1934), имеют локальное развитие в составе аллювия этой террасы в рассматриваемом регионе и незначительную мощность. Каких-либо закономерностей в их распространении в рассматриваемом регионе на основании проведенных нами исследований восстановить не удается.

Несколько более типично строение аллювия II надпойменной террасы, так как ее осадки дифференцированы на фации более полно. В их составе достаточно хорошо обособляются фации базального горизонта, а также русловые фации с субфациями различных зон прирусловой отмели, формировавшиеся в условиях достаточно мягкого и относительно теплого климата. Это потепление соответствует каргинскому веку (Мизеров, 1964; Лазуков, 1957, 1961). Местами и в толще аллювия этой террасы наблюдаются линзы старичных глин и суглинков, а также линзовидные прослойки глин, отвечающие, по-видимому, осадкам вторичных пойменных водоемов, наиболее полно представленных в пойменном аллювии голоцена. Не менее широко, особенно в Нарымском Приобье, представлены осадки фаций половодно-пойменного типа, сложенные тонкозернистым материалом. Слагающие их супеси, суглино-супеси и суглинки характеризуются тонкой косоволнистой слойчатостью и слойчатостью различных разновидностей волнистой слоистости. Слоистость аллювия вторых надпойменных террас несколько более грубая и не настолько выдержанная, как слоистость описанных нами типичных осадков половодного и половодно-мелководного типов, характерных для тазовского и самаровского ледниковых веков. Одновременно слоистость отложений, которые мы считаем типичными половодными, более тонкая и вместе с тем более выдержанная и устойчивая в фациальном отношении, чем слоистость типичного пойменного аллювия пойменных террас Оби и ее притоков. Все вместе взятое и позволило отнести характеризующие осадки вторых надпойменных террас к смешанному половодно-пойменному типу — промежуточному между типичными половодными, половодно-мелководными отложениями и типичным пойменным аллювием.

Свидетельством весьма сурового и холодного климата времени формирования этих осадков, довольно близких к осадкам «перигляциального типа аллювия», могут являться также многочисленные следы различного рода конвективных и криогенных текстур. Они широко распространены и проявляются в виде довольно крупных клиновидных внедрений, из которых часть представлена псевдоморфозами по ледяным кливьям, сопровождающимся различными инвазиями.

Весьма широкий масштаб этих явлений, характерных для вторых террас Оби, может свидетельствовать о значительно суровом и достаточно длительном похолодании климата, которые мы связываем с первой фазой похолодания сартанской эпохи (Мизеров, 1963, 1966), что согласуется с выводами С. М. Цейглина (1965), сделанными несколько позже. По-види-

тому, во время этой фазы похолодания, несмотря на незначительную ее суровость, климатические условия были неблагоприятны для разрастания льдов горных ледников как на юге (Саяно-Алтайская горная страна), так и на севере (Полярный Урал, плато Путоран). Надо полагать, что это является одним из противоречий в суждениях о холодном и суровом климате сартанской эпохи. Во вторую фазу похолодания этой эпохи, отделенной от первой фазы отчетливым потеплением климата, закончилось формирование первых надпойменных террас Среднего Приобья (Мизеров, 1964, 1966) и коррелятных им террас других районов Сибири (Цейтлин, 1965).

Следует отметить, что нередко, особенно в районах, расположенных несколько южнее, и частично на юге Томского Приобья, описываемые нами осадки половодно-пойменного типа иногда полностью выпадают из разреза вторых надпойменных террас или же пользуются весьма локальным распространением. Встречаются же они в тех районах, в основном, в притеррасной зоне вторых надпойменных террас. Возможно, этим и создаются предпосылки для широкого распространения на поверхности вторых надпойменных террас, сложенных хорошо промытыми тонкозернистыми песками, скоплением переветренных ветром бугристых песков и дюн, получивших название боровых песков.

Широкое развитие покровов боровых песков отмечается также на поверхности первых надпойменных террас, хотя большей частью они встречаются на третьих надпойменных террасах, обычно покрытых боровыми массивами, что и послужило причиной для сохранения за ними названия боровых террас.

Отчетливое преобладание при формировании боровых песков эоловых агентов является косвенным доказательством сухого и холодного климата, способствовавшего, как отмечает М. М. Ломонович (1961), развеванию аллювия и усилению эоловой деятельности. Нам представляется, что участие эоловых агентов в формировании боровых песков и охарактеризованных нами отложений перигляциального типа, накапливавшихся в более древние ледниковые эпохи, является несомненным. Особенно их развитие характерно для более южных районов низменности, расположенных в пределах перигляциальной зоны горно-долинного оледенения, охватывавшего Саяно-Алтайскую горную страну. В этих районах наиболее широко распространены лессовидные отложения различных по возрасту генераций (Мартьянов, 1957, 1965), вполне аналогичные охарактеризованным нами осадкам перигляциального типа.

Последним звеном в истории осадконакопления позднелеистоценовой аллювиальной ассоциации и, следовательно, в истории антропогена является формирование отложений пойменных террас, характеризующихся рядом специфических особенностей. Последние в значительной степени были predeterminedены общим ходом неотектонических и современных движений, обусловивших геоморфологические особенности поймы Оби, необычайную ширину «пойменной» долины и немеандрирование русла, разветвляющегося на массу протоков и рукавов с образованием осередков. Все это в комплексе обусловило формирование пойменных массивов различных типов, то причлененных к бортам речных долин, то разделенных многочисленными протоками и рукавами.

В строении всех основных типов поймы отчетливо обособляются группы руслового и старичного аллювия, слагающие нижнюю часть ее разреза, и группа пойменного аллювия, залегающая плащом различной мощности.

При формировании пойменного аллювия, накапливавшегося в зависимости от геоморфологических особенностей, определяющих динамику обстановки и режим аккумуляции, наиболее отчетливо вырисовываются

три зоны осадконакопления; прирусловая, центральной поймы и притеррасная. Они характеризуются сочетанием вполне определенных и типичных для них фаций пойменного аллювия. При этом в зависимости от обстановки осадконакопления и геоморфологических особенностей, определяющих тип строения пойменных массивов, определенные группы субфаций, образующие парагенетически единый комплекс, могут мигрировать в пространстве, переходя из одной зоны осадконакопления в другую, в зависимости от перемещения русла и в соответствии с этим изменения обстановки осадконакопления. Осадки каждой из фаций характеризуются вполне определенным и присущим им литологическим составом и соответствующими параметрами физико-механических свойств. Это подчеркивает их своеобразие, а следовательно, индивидуальность и самостоятельность среды осадконакопления. В целом пойменный аллювий характеризуется своеобразной, только ему присущей слоистостью, отличающейся в общей гамме от слоистости близких к нему по типу более древних отложенных полководного и полководно-мелководного типов более грубой, более быстро выклинивающейся и менее выраженной слоистостью. Не останавливаясь подробно на характеристике различных фаций руслового, старичного и пойменного аллювия, заметим, что уже отмеченные нами типовые черты строения пойменных террас Среднего Приобья отражают общие закономерности строения современного (голоценового) аллювия, достаточно полно показанные в работе Е. В. Шандера. Вместе с тем они свидетельствуют о специфических, индивидуальных особенностях формирования и строения пойменных террас Среднего течения Оби.

Эти местные (провинциальные) особенности, хотя и несколько различные для каждого этапа осадконакопления, свойственны также более древним охарактеризованным нами аллювиальным, аллювиально-озерным и озерно-аллювиальным отложениям (свитам, ритмам, литокомплексам) исследованного региона. Для него характерен свой неотектонический режим и, следовательно, своеобразная, ему присущая обстановка осадконакопления. Особенности последней, схематично и сжато изложенные в настоящей работе, отражают общие основные закономерности процесса осадконакопления. Вместе с тем они не менее отчетливо отражают проявляющиеся на фоне общих закономерностей и присущие им индивидуальные особенности осадконакопления. Они-то и накладывают свой отпечаток, присущий конкретному региону, на строение отложений, образующих водный (аквальный) парагенетический ряд континентальных осадочных образований.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов С. П. Об инженерно-геологическом изучении аллювия равнинных рек. Труды совещания по инж.-геол. свойствам горных пород и методам их изучения, т. 2, 1957.
- Абрамов С. П. Факторы, определяющие уплотнение глинистых осадков в процессе диагенеза (на примере изучения глинистых пород кайнозоя Западной Сибири) Acta Universitatis carolinae Geologica Supplementum, 1, 1961.
- Абрамов С. П. К вопросу использования показателей физико-механических свойств глинистых пород при решении геологических задач. — Тр. НИИЖТа, вып. 28, Новосибирск, 1962.
- Абрамов С. П. К вопросу диагенеза глинистых пород кайнозоя Среднего Приобья. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 25, 1964.
- Абрамов С. П., Черноусов С. И. К вопросу инженерно-геологического изучения глинистых пород кайнозоя Западно-Сибирской низменности. — Тр. НИИЖТа, вып. 22, Новосибирск, 1961.
- Абрамов С. П., Черноусов С. И. Физические свойства глинистых пород плейстоцена Среднего Приобья. — Тр. НИИЖТа, вып. 28, Новосибирск, 1962.
- Абрамов С. П., Сухорук'ова С. С., Черноусов С. И. Литологические особенности и физические свойства олигоцен-миоценовых глинистых отложений Среднего Приобья. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 24, 1964.
- Адаменко О. М. Стратиграфия четвертичных отложений Предалтайской равнины в районе слияния рек Ви и Катунь. — Тр. комиссии по изучению четвертичного периода, т. 22, 1963.
- Артюшков Е. В. О возможности возникновения и общих закономерностях развития конвективной неустойчивости в осадочных породах — Докл. АН СССР, т. 153, 1963, № 1.
- Артюшков Е. В. Основные формы конвективных структур в осадочных породах. — Докл. АН СССР, т. 153, 1963, № 2.
- Артюшков Е. В. Образование конвективных деформаций в слаболитифицированных осадочных породах. Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 12.
- Архипов С. А. Проблема корреляции аллювиальных и ледниковых отложений Зап.-Сиб. низменности. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 44, 1964.
- Архипов С. А. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в антропогеновом периоде. Опыт составления серии палеогеографических карт. Основные проблемы изучения четвертичного периода. «Наука», 1965.
- Архипов С. А., Волков И. А., Волкова В. С. Основные проблемы палеогеографии четвертичного периода юга Западно-Сибирской низменности. Основные проблемы изучения четвертичного периода. «Наука», 1965.
- Архипов С. А., Худяков Г. И. Об основных принципах расчленения и корреляции антропогеновых отложений Тобольского Прииртышья и бедогорского материка на р. Оби. — Решения и труды межвед. совещ. по доработке и уточнению стратигр. схем Зап.-Сиб. низменности, 1961.
- Асеев А. А. Роль тектонического и климатического факторов в формировании аллювия равнинных рек. — Изв. АН СССР, серия геогр., № 2, 1960.
- Баркалов И. А. Некоторые новые данные к стратиграфии асиновских слоев в нижнем течении р. Чулым. — Уч. зап. Томск. ун-та, № 34, 1958.
- Батурия В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам, АН СССР, 1947.
- Баулин В. В. Следы существования многолетнемерзлых пород в верхнечетвертичную эпоху в районе р. Лавитчанги. Перигляциальные явления на территории СССР. Изд-во МГУ, 1960.

- Баулин В. В., Шмелев Л. М., Соломатин В. И. О следах древних мерзлотных процессов в среднечетвертичных отложениях нижнего течения р. Оби. Перигляциальные явления на территории СССР. Изд-во МГУ, 1960.
- Баулин В. В., Шмелев Л. М. О следах древних криогенных процессов в верхнеплейстоценовых отложениях нижнего течения р. Оби. — Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Бейром С. Г. Некоторые вопросы геоморфологии и гидрогеологии г. Новосибирска. — Вестн. ЗСГУ, 1947, № 1.
- Белов Н. А., Лапина Н. Н. Донные отложения арктического бассейна. — Тр. НИИГА, Ленинград, 1961.
- Березкина Г. М. Глинистые минералы пород кайнозойского возраста долины р. Оби в ее среднем течении как один из возможных показателей при их стратиграфическом расчленении. — Научн. докл. высшей школы, 1958₁, № 4.
- Березкина Г. М. Литологические особенности кайнозойских отложений долины р. Оби в ее среднем течении. — Вестн. МГУ, 1958₂, № 2.
- Березкина Г. М. Литологические особенности кайнозойских отложений Томского Приобья. — Автореф. дисс. М., 1959.
- Богдашов В. А., Дидрихс Е. А. и др. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Кеть-Томского Приобья. Решения и труды межвед. совещ. по доработке и уточнению стратигр. схем Зап.-Сиб. низменности. Гостоптехиздат, 1961.
- Богдашов В. А., Меркулова К. А., Мухина И. П. К вопросу о генезисе и возрасте осадков нижнезнаменской подсыты. — Тез. докл. науч.-техн. конференции. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Новосибирской области. Новосибирск, 1965.
- Ботвинкина Л. Н. Слоистость как генетический признак осадочных пород. Международный геологический конгресс. XXI сессия. — Докл. советских геологов по седиментологии. М., Гостгеолиздат, 1960.
- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. — Тр. Ин-та геологии АН СССР, вып. 59, М., 1962.
- Боч С. Г. Состояние изученности и задачи исследования некоторых основных проблем четвертичной геологии Западно-Сибирской низменности. — Тр. межвед. совещания по стратиграфии Сибири. Гостоптехиздат, 1957.
- Букреева Г. Ф. К вопросу об эволюции растительности Северо-Восточной Барабы и Новосибирского Приобья в неоген-четвертичное время (по данным спорово-пыльцевого анализа). Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965.
- Букреева Г. Ф. Спорово-пыльцевая характеристика четвертичных отложений обнажения у с. Вороново на р. Оби (Вороновский яр 2). Четвертичный период Сибири. М., «Наука», 1966.
- Букреева Г. Ф., Вотах М. Р., Черноусов С. И. Геологическая и палинологическая характеристика приобьских отложений р. Оби в районе г. Новосибирска. — Тр. ИГиГ СО АН СССР. М., 1966.
- Варданьянц Л. А. О древнем оледенении Алтая и Кавказа. — Изв. ГГО, вып. 3, 1938.
- Вашковски И. Геология и грунты третичного и четвертичного возраста долины р. Оби (на участке с. Вороново — г. Колпашево) и нижнего течения р. Томи. Автореф. М., 1956.
- Вассоевич Н. В. К методике геологических исследований флишевых отложений. — Тр. Азерб. НИИ, 1938.
- Вассоевич Н. В. и Калинин М. К. Опыт коннексии флишевых отложений. Азерб. нефтяное хозяйство, вып. 16, 1939.
- Вассоевич Н. В., Вычев В. Т. О методике определения стратиграфического положения свит по физическим свойствам входящих в их состав глин (на примере неогена Сев. Сахалина). Новости нефтяной техники. — Геология, 1958, № 8.
- Вдовин В. В. Кайнозойские отложения Каменско-Новосибирского Приобья. Тр. Горн.-геол. ин-та ЗСФАН СССР, вып. 15, 1956.
- Векшина В. Н. Общие закономерности распространения диатомовых водорослей в мезозойских и кайнозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. — Решения и труды межвед. совещ. по доработке и уточн. стратигр. схем Зап.-Сиб. низменности, 1961.
- Великанов М. А. Гидрология суши, изд. 3-е. М.—Л., ОНТИ, 1937.
- Великанов М. А. Движение наносов. М., Изд-во Мин. речного флота СССР 1948.
- Великанов М. А. Динамика русловых потоков. Гидрометеоздат. 1949.
- Великанов М. А. Динамическая структура руслового процесса. Изд-во АН СССР серия географ. и геофиз., 1949₂, вып. 6.
- Величко А. А. Стратиграфия лессовидных отложений в перигляциальной зоне валдайского и московского оледенений. Палеогеография четвертичного периода СССР, Изд-во МГУ, 1961.

- Волков И. А. К истории речных долин юга Западно-Сибирской низменности. Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 27. Новосибирск, 1962.
- Волков И. А. Покровные лессовидные отложения юга Западно-Сибирской низменности. Основные проблемы изучения четвертичного периода. «Наука», 1965.
- Волков И. А. и Волкова В. С. О позднейлейстоновом озере-море на юге Западно-Сибирской низменности. Четвертичная геология и палеогеография Сибири. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 44, Новосибирск, 1964.
- Волков И. А., Волкова В. С. Фазы обводнения внеледниковой полосы Западно-Сибирской низменности. Основные проблемы изучения четвертичного периода. «Наука», 1965.
- Волкова В. С. О находке *Carbicula fluminalis* Müll в низовьях реки Иртыша и ее палеогеографическом значении. — Докл. АН СССР, т. 145, 1962₁, № 3.
- Волкова В. С. О палеогеографической обстановке в бассейне р. Иртыша перед максимальным (самарским) оледенением. Четвертичная геология и геоморфология Сибири. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 27. Новосибирск, 1962₂.
- Волкова В. С. История развития растительности и основные этапы палеогеографии низовьев Иртыша в четвертичное время. Основные проблемы изучения четвертичного периода. «Наука», 1965.
- Волкова В. С., Панова Л. А. Строение и палинологическая характеристика основных разрезов правого берега р. Иртыша. Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Сибири. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 44, Новосибирск, 1964.
- Вотах М. Р. Разрез четвертичных отложений у с. Вертикос (Висков яр) на р. Оби. Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 27, 1962.
- Вотах М. Р., Стрижова А. И., Сухорукова С. С. Литолого-фациальная и палинологическая характеристика разрезов средне- и верхнечетвертичных отложений у сел Амбарцево и Соколовка на р. Оби. Проблемы изучения четвертичного периода. «Наука», т. II, 1965.
- Гаджиев И. М. О генезисе вторичноподзолистых почв Васюганья, «Генезис почв Западной Сибири», СО АН СССР, 1964.
- Гедройц К. К. Почвенные коллоиды и поглощательная способность почв. Избранные сочинения, 1955.
- Голубева Л. В. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений северо-западной части Западно-Сибирской низменности. — Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 31, 1960.
- Горбунов М. Г. О возрасте третичной флоры у с. Киреевского на р. Оби. Докл. АН СССР, т. 77, 1951, № 1.
- Горбунов М. Г. Семена винограда из плиоценовых отложений низовьев р. Чулым в Западной Сибири. — Докл. АН СССР, нов. серия, 1954, № 3.
- Горбунов М. Г. Новые виды *Juglans* из третичных отложений Западной Сибири. — Ботанический журнал, т. 41, 1956, № 5.
- Горбунов М. Г. Остатки рода *Metanquoia* в третичных отложениях Западной Сибири. — Докл. АН СССР, т. 128, 1959, № 3.
- Горбунов М. Г. Об остатках плодов яблони *Malus* из третичных отложений Западной Сибири. — Докл. АН СССР, т. 128, 1959, № 3.
- Горбунов М. Г., Баркалов И. А. К вопросу о стратиграфическом положении третичных флор в долине р. Оби в районе Томска. — Докл. АН СССР, т. 105, 1955, № 5.
- Горецкий Г. И. Об одном способе палеогеографических реконструкций некоторых элементов пойменного ландшафта. — Вопр. географии, сб. 33, 1947.
- Горецкий Г. И. О перигляциальной формации. Бюлл. Комиц. по изучению четвертичного периода. 1958, № 2.
- Горецкий Г. И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. «Наука», 1964.
- Горькова И. М. Глинистые породы и их прочность в свете современных представлений коллоидной химии. — Тр. ЛГУП АН СССР, т. XV, 1957₁.
- Горькова И. М. Структурообразование глин и его использование в инженерной геологии. Материалы совещания по исследованию и использованию глин. Львов, 1957₂.
- Горькова И. М. и Рябчева К. Н. Опыт изучения структурно-механических свойств некоторых глинистых пород. — Тр. ЛГУП АН СССР, т. XXII, 1959₁.
- Горькова И. М. и др. Изменение структурно-механических свойств четвертичных илов Черного моря в процессе диагенезиса («К познанию диагенезиса осадков»). Изд-во АН СССР, 1959₂.
- Горькова И. М. и др. Природа прочности и деформационные особенности глинистых пород в зависимости от условий формирования и увлажнения. — Тр. ЛГУП, т. 29, 1961.

- Гричук М. П. Основные типы развития растительности южной части Западно-Сибирской низменности и стратиграфическое расчленение четвертичных отложений. — Тр. межвед. совещания по стратиграфии Сибири, 1957.
- Гричук М. П. О растительном покрове межледниковой и ледниковой эпох в средней части бассейна р. Оби. — Вестн. МГУ, 1960, № 15.
- Гричук М. П. Общие черты истории природы средней части бассейнов Енисея и Оби и их значение для стратиграфии четвертичных отложений. — Сб. материалов по геологии Красноярского края, 1960₂.
- Гричук М. П. Основные черты изменения растительного покрова в Сибири в течение четвертичного периода. Палеогеография четвертичного периода СССР, МГУ, 1961₁.
- Гричук М. П. Об основных чертах развития природы южной части Западно-Сибирской низменности и стратиграфическое расчленение четвертичных отложений. — Материалы Всесоюз. совещ. по изучению четвертичного периода. Четвертичные отложения азиатской части СССР, т. 3, 1961.
- Гричук М. П. Основные черты развития растительности в четвертичный период на территории Советского Союза. Автореф., МГУ, М., 1964.
- Гричук М. П. Вопросы изучения истории растительного покрова в Сибири в четвертичное время. Четвертичный период Сибири. М., «Наука», 1966.
- Гричук В. П., Гричук М. П. О преледниковой растительности на территории СССР, Изд-во МГУ, 1960.
- Громов В. И. О принципиальной схеме стратиграфического расчленения антропогена. — Тр. по изучению четвертичного периода, 13, 1957.
- Гуменский Б. М. Основы физико-химии глинистых грунтов и их использование в строительстве. Л., 1965.
- Гуррари Ф. Г., Шацкий С. Б., Хохлова Г. Я., Соколов П. И. К стратиграфии континентальных верхнепалеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности. — Тр. межвед. совещ. по доработке и уточнению стратигр. схем Зап.-Сиб. низменности, 1961.
- Гусев А. И. Геологическое строение и полезные ископаемые района г. Новосибирска, Томск, 1934.
- Денисов Н. Я., Ребиндер П. А. О коллоидно-химической природе связности глинистых пород. — Докл. АН СССР, т. 45, 1946, № 6.
- Денисов Н. Я. О природе деформаций глинистых пород. Изд-во МРФ СССР, 1961.
- Денисов Н. Я. Инженерная геология и гидрогеология. Госстройиздат, 1957.
- Дорофеев П. И. Ископаемая флора с реки Большой Юксы в Западной Сибири. — Докл. АН СССР, т. 102, 1955, № 6.
- Дорофеев П. И. Новые данные об олигоценовой флоре у дер. Реженка в Западной Сибири. — Докл. АН СССР, т. 123, 1958, № 1.
- Дорофеев П. И. Об олигоценовой флоре с. Козюлино в устье р. Томи. — Докл. АН СССР, т. 127, 1959, № 5.
- Дорофеев П. И. Новые данные о третичных флорах Киреевского яра на р. Оби. — Докл. АН СССР, т. 133, 1960, № 1.
- Дорофеев П. И. К стратиграфии континентальных третичных отложений Западной Сибири по палеокарпологическим данным. — Докл. палеобот. конференции, Томск, 1962₁.
- Дорофеев П. И. О флорах бещеульской свиты Прииртышья. — Докл. АН СССР, т. 145, 1962₂, № 2.
- Дорофеев П. И. Третичные флоры Западной Сибири. М. — Л., 1963.
- Дорофеев П. И. Семенные флоры олигоцена и миоцена Западной Сибири. — Тез. докл. к межвед. совещ. по континентальным отложениям Азии. Л., 1965.
- Драницин Д. А. Материалы по почвоведению и геологии Западной части Нарымского края. — Тр. почв.-бот. экспедиции, почв. исслед., 1911—1913, ч. 1, вып. 1, Спб., 1916.
- Жемчужников Ю. А. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения. — Тр. Ин-та геол. наук, вып. 90, угольная серия, 1947, № 2.
- Жемчужников Ю. А. Периодичность осадконакопления и понятие ритмичности и цикличности. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 30, 1955, № 3.
- Жемчужников Ю. А. Сезонная слоистость и периодичность осадконакопления. М., «Наука», 1963.
- Зальцман И. Г. Третичные континентальные отложения южных районов Западно-Сибирской низменности. Тез. докл. к межвед. совещ. по континентальным отложениям Азии. Л., 1965₁.
- Зальцман И. Г. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Кулундинской степи. Автореф. кандид. дисс. Новосибирск, 1965₂.
- Заррина Е. П. и др. Перигляциальная формация Западно-Сибирской низмен-

- ности. — Материалы по четверт. геол. и геоморф. СССР. — Тр. Всесоюз. науч.-иссл. геол. ин-та, пов. серия, вып. 4, 1961.
- Земцов А. А. Некоторые данные о минералогическом составе отложений мезокайнозой бассейнов рек Таза и Турухана. — Научные доклады высшей школы. Геолого-географические науки, 1959, № 1.
- Земцов А. А., Шацкий С. Б. К геологии и стратиграфии четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. — Материалы совещания по изучению четвертичного периода, т. 3, 1961.
- Земцов А. А. Стратиграфия четвертичных отложений Среднего Приобья. М., «Наука», 1965.
- Зубков В. А. Новые данные о древнем оледенении Западно-Сибирской низменности. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 39. Л., 1960.
- Зубков В. А. О выделении ледниково-морских отложений. — Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. Минск, 1961.
- Зубков В. А. Ледниковый век Сибири. Report of the vi international congress on Quaternary, Warsaw, 1961, vol. III geomorphological section, 1963.
- Зудин А. И. О минералогическом составе континентальных отложений кайнозой в нижнем течении р. Чулым. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 44. Новосибирск, 1964.
- Ивановский Л. Н. Об особенностях древнего оледенения Юго-Восточного Алтая. — Тр. ТГУ, т. 133, вып. 1, 1956.
- Ивановский Л. Н. О возрасте морен северного склона горного узла Биш-Индру на Алтае. — Тр. ТГУ, т. 147, 1957.
- Ивановский Л. Н. Последнее оледенение Алтая. — Материалы совещания по изучению четвертичного периода, т. 3, М., 1961.
- Ивановский Л. Н. Некоторые вопросы динамики ледников на Алтае. — Изв. ВГО, т. 93, 1961.
- Ильин Р. С. Природа Нарымского края. — Материалы по изучению Сибири, т. 2, Томск, 1930.
- Ильин Р. С. Краткий очерк рельефа геологии и почв Васюганья. — Тр. Гос. почв. ин-та Сиб. отд., вып. 1, 1930.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Гостехиздат, 1958.
- Казанский Ю. П. Геологические наблюдения в долине р. Оби между с. Кривошеино и устьем р. Васюган. НТГУ, 1948.
- Казанский Ю. П. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейнов рр. Ильяк и Ларь-Еган, левых притоков р. Оби. — Тр. Томск. гос. ун-та, т. 132, 1954.
- Каплянская Ф. А., Тарноградская В. Д. К стратиграфии плейстоцена низовой Иртыша. — Решения и труды межвед. совещания по доработ. — и уточнению стратигр. схем Зап.-Сиб. низменности. Гостехиздат, 1961.
- Качинский Н. А. Методы механического и микроагрегатного анализа почв. М.—Л., 1943.
- Кинд Н. В. Некоторые замечания о месте каргинского века в хронологической шкале верхнего плейстоцена. — Бюлл. комис. по изучению четвертичного периода, 1963, № 28.
- Кинд Н. В. Абсолютная хронология основных этапов истории последнего оледенения и послеледниковья Сибири (по данным радиоуглеродного метода). Четвертичный период и его история. М., 1965.
- Кожевников А. В. К истории формирования долины Волги. «Опыт и методика изучения гидрогеологических и инженерно-геологических условий крупных водохранилищ», ч. I. Изд-во Москв. ун-та, 1959.
- Колесников Т. Д. К познанию третичной флоры Заобского яра в Западной Сибири. — Ботан. журнал, т. 44, 1961, № 1.
- Коривин М. К. Новая позднепалеозойская Обь-Енисейская складчатая зона Западной Сибири. — Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 6.
- Костина В. П., Полежаев В. П., Стрижова А. И., Юдина Е. В. Спорово-пыльцевая характеристика и вопросы стратиграфического расчленения четвертичных отложений центральных районов Западной Сибири. Четвертичный период Сибири. М., «Наука», 1966.
- Костяев А. Г. О некоторых общих вопросах развития конвективных структур в четвертичных отложениях. Геология кайнозой севера европейской части СССР. М., Изд-во МГУ, 1966.
- Котлов Ф. В. Инженерно-геологические особенности юрских глин оксфордского яруса Москвы и ее окрестностей в связи с условиями их формирования. — Тр. ЛГГП АН СССР, т. 15, 1957.
- Кочеруба Л. А. Фациальная характеристика современных аллювиальных отложений Нижней Оби. — Вестн. МГУ, 1959, № 3.

- К р а ш е н и н и к о в Г. Ф. Апроблемы циклов в угленосных толщах. — Тр. Ин-та геол. наук, вып. 90, угольная серия (№ 2), 1947.
- К р ы л ь к о в Ю. В. К вопросу о генезисе четвертичных отложений в бассейне р. Камы и их инженерно-геологическом изучении. Вопросы гидрологии и инженерной геологии. Изд-во АН СССР, 1958.
- К у з ь м и н А. М. Периодически ритмические явления в геологии и минералогии, 1949.
- К у з ь м и н А. М. Слой и наслоение. — Тр. горн.-геол. ин-та ЗСФАН, вып. 11, 1949.
- К у л ь к о в а И. А. Споры-пыльцевые комплексы третичных отложений Томского Приобья. Систематика и методы изучения ископаемых пыльцы и спор. М., «Наука», 1964.
- К у з ь н о в Н. Т. Ледниковые отложения в Монгольском Алтае и их влияние на современную гидрографию рек. — Изв. АН СССР, серия географ., 1952, № 3.
- К р ы л ь к о в Ю. В. Перигляциальные отложения в области бассейна р. Камы. — Матер. Всесоюз. совещ. по изучению четверт. периода, т. 2, Изд-во АН СССР, 1961.
- Л а в р о в а М. А., Т р о и ц к и й С. Л. Межледниковые трансгрессии на севере Европы и Сибири. Хронология климата четвертичного периода. М., 1960.
- Л а в р у ш и н Ю. А. Тизы четвертичного аллювия Нижнего Енисея. М., 1961.
- Л а в р у ш и н Ю. А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений, М., 1963.
- Л а в р у ш и н Ю. А. Основные особенности аллювия равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. Вопросы геологии антропогена. М., 1963.
- Л а з а р е н к о А. А. Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны. ГИН, вып. 120, 1964.
- Л а м а к и н В. В. О динамических особенностях аллювиальных отложений. — Докл. АН СССР, 1947, № 1.
- Л а м а к и н В. В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений. Землеведение, т. 2 (42), 1948.
- Л а з у к о в Г. И. Некоторые вопросы палеографии и стратиграфии четвертичных отложений низовой Оби. Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири, 1959.
- Л а з у к о в Г. И. Центры оледенений Западно-Сибирской низменности. — Вестн. МГУ, серия 5, географ., 1964.
- Л а з у к о в Г. И., Н а з а р е в и ч Б. П. Отложения нижнечетвертичного оледенения в бассейне Нижней Оби. — Вестн. МГУ, 1962, № 2.
- Л а з у к о в Г. И., С о к о л о в а Н. С. Основные особенности палеографии бассейна Нижней Оби в четвертичном периоде. — Матер. Всесоюз. совещ. по изучению четверт. периода, т. 3. Четвертичные отложения азиатской части СССР, 1961.
- Л а р и о н о в А. К., П р и к л о н с к и й В. А., А н а н ь е в В. П. Лессовые породы и их строительные свойства. М., 1959.
- Л е л ь я с к и й Н. С. О речных течениях и формировании речного русла. «Вопросы гидротехники свободных рек», Изд. Мин. реч. флота СССР. М., 1948.
- Л о м о н о в и ч М. И. Четвертичные отложения и генезис леса Юго-Восточного Казахстана на примере Запильского Алатау. — Матер. Всесоюз. совещ. по изучению четверт. периода, т. 3. М. Изд-во АН СССР, 1961.
- Л о м т а д з е В. Д. Методы лабораторных исследований физико-механических свойств песчаных и глинистых грунтов. М., 1952.
- Л о м т а д з е В. Д. Изменение состава структуры, плотности и связности глин при уплотнении их большими нагрузками. — Тр. ЛГГП АН СССР, т. XII, 1955.
- Л о м т а д з е В. Д. Стадии формирования свойств глинистых пород при их литификации. — Докл. АН СССР, т. 102, 1955, № 4.
- Л о п а т и н И. А. Наносы рек СССР. М., Географгиз, 1952.
- Л о с и е в с к и й А. И. Лабораторное исследование процессов образования перекатов. — Тр. Центр. науч.-иссл. ин-та водн. транспорта, 1934, вып. 86.
- Л у к а ш о в К. И. Некоторые вопросы изучения генезиса четвертичных отложений. Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. Минск, 1961.
- Л ы с е н к о М. П. К характеристике красно-бурых водораздельных глин. — Уч. зап. Ленингр. ун-та, серия геол. наук, вып. 3, 1953, № 159.
- М а з у р о в Г. П. Компрессионные кривые как метод геологического исследования рыхлых горных пород. — Науч. бюлл. Ленингр. ун-та, 1947, № 19.
- М а з у р о в Г. П. Физико-механические свойства ледниковых грунтов. — Уч. Зап. Ленингр. ун-та, серия геол. наук, вып. 3, 1958, № 159.
- М а к к а в е е в Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. Изд-во АН СССР, 1955.
- М а к с и м о в А. А. Зональная характеристика поймы р. Оби «Природа поймы р. Оби и ее хозяйственное освоение». Томск, 1963.

- Малолетко А. М. Палеография Предалтайской равнины в четвертичном периоде. — Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода, т. 22, 1963.
- Марков К. К. Проблемы развития территории СССР в четвертичном периоде (ледниковом периоде — антропогене). Вопросы стратиграфии и палеогеографии четвертичного периода (антропогена). Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Марков К. К., Гричук М. П., Лазуков Г. И. Четвертичный период — ледниковый период — антропогеновый период. Новые данные о строении земли и земной коры. М., 1960.
- Марков К. К., Лазуков Г. И., Гричук М. П. Основные закономерности развития природы территории СССР в течение четвертичного периода. — Изв. АН СССР, серия географ., 1961., № 4.
- Марков К. К., Гричук М. П., Лазуков Г. И. Основные закономерности развития природы территории СССР в четвертичном периоде (ледниковом периоде — антропогене). Изд-во МГУ, географ. ф-т, 1961.
- Мартынов В. А. Стратиграфическая схема четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности. — Тр. межвед. совещания по разработке унифицир. стратиграф. схем Сибири, 1956. Гостоптехиздат, 1957.
- Мартынов В. А. Четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности. — Матер. Всесоюз. совещ. по изучению четверт. периода, т. 3, четвертичные отложения азиатской части СССР, Изд-во АН СССР, 1961.
- Мартынов В. А. Опыт корреляции четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности. Решения и труды межвед. совещ. по доработке и уточнению стратиграф. схем Зап.-Сиб. низменности. Л., Топтехиздат, 1961.
- Мартынов В. А. Верхнеплиоценовые и четвертичные (антропогеновые) отложения южной части Зап.-Сиб. низменности (стратиграфия). Автореферат, Новосибирск, 1965.
- Мартынов В. А. Континентальный кайнозой на юге Западно-Сибирской низменности. — Тез. докл. науч.-техн. конф. Новосибирск, 1965.
- Мартынов В. А. Верхнеплиоценовые и четвертичные (антропогеновые) отложения южной части Зап.-Сиб. низменности (стратиграфия). Автореферат диссертации. Новосибирск, 1965.
- Мартынов В. А., Меркулова К. А. К обоснованию выделения нового нижнеплейстоценового петропавловского регионального горизонта. Тез. докл. науч.-техн. конф. Новосибирск, 1965.
- Маслов Н. И. Условия устойчивости склонов и откосов в гидроэнергетическом строительстве. Госэнергоиздат, 1955.
- Матвеевская А. Л. Геотектонические структуры Кольвань-Томской дуги. Тр. горн.-геол. ин-та ЗСФ АН СССР, вып. 15, 1956.
- Матвеевская А. Л. Геологическое строение окрестностей Новосибирского научного центра. — Геология и геофизика, СО АН СССР, 1962.
- Махензон М. Р. Некоторые особенности минералогического состава четвертичных отложений у с. Вертикас на р. Оби. Четвертичный период Сибири. М., «Наука», 1966.
- Махензон М. Р. Минералогическая характеристика четвертичных отложений Новосибирского Приобья. Четвертичный период Сибири. М., «Наука», 1966.
- Махензон М. Р., Мизеров Б. В. Особенности минералогического состава аллювиально-озерных среднечетвертичных отложений у с. Кривошеино. Четвертичный период Сибири. М., «Наука», 1966.
- Мизеров Б. В. К стратиграфии кайнозойских отложений района с. Вороново на р. Оби. — Уч. зап. ТГУ, 1948, № 11.
- Мизеров Б. В. Геологическое строение и история формирования кайнозойских отложений левобережной зоны среднего течения р. Оби (область северо-западного погружения Кольвань-Томской складчатой зоны в районе Томского Приобья). Автореферат диссертации. Новосибирск, 1950.
- Мизеров Б. В. К материалам по строению поймы рек Западно-Сибирской равнины. — Тр. ТГУ, Томск, т. 124, 1953.
- Мизеров Б. В. Некоторые основные моменты кайнозойской истории Томского Приобья. — Тр. ТГУ, Томск, т. 124, 1953.
- Мизеров Б. В. К материалам по стратиграфии кайнозойских отложений Кривошеинского Приобья. — Тр. ТГУ, Томск, т. 132, 1954.
- Мизеров Б. В. К вопросу о неоднократном оледенении северо-востока Западно-Сибирской низменности. — Тр. горно-геологического ин-та ЗСФАН СССР, вып. 15, 1956.
- Мизеров Б. В. Материалы по литологии и стратиграфии третичных отложений района дер. Реженки близ г. Томска. — Труды ГГИ, ЗСФАН СССР, вып. 15, 1956.
- Мизеров Б. В. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Западно-Сибирской низменности. — Тр. Межвед. совещания по стратиграфии Сибири, 1957.

- М и з е р о в Б. В. К материалам по сопоставлению четвертичных отложений ледниковой и вледниковой зон восточной части Западно-Сибирской низменности. Решения и тр. межвед. совещ. по доработке и уточнению стратигр. схем Зап.-Сиб. низменности. Гостотехиздат, 1961.
- М и з е р о в Б. В. К вопросу о стратиграфическом положении сизых суглинков в Западной Сибири. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 44, Новосибирск 1964₁.
- М и з е р о в Б. В. Основные этапы осадконакопления в четвертичном периоде аккумулятивных равнин Нарымского Приобья. — Тезисы докл. к Всесоюз. совещ. по изучению четверт. периода. Новосибирск, 1964₂.
- М и з е р о в Б. В. Основные этапы осадконакопления четвертичного периода аккумулятивных равнин Нарымского Приобья. Четвертичный период Сибири, М., «Наука», 1960.
- М и з е р о в Б. В. и С т р и ж о в а А. И. Основные черты палеографии Кеть-Тымского Приобья в четвертичном периоде. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 44. Новосибирск, 1964.
- М и з е р о в Б. В., Б о г д а ш е в В. А., К у з н е ц о в а Г. Ф. Новейшие тектонические движения Обь-Енисейского междуречья и их роль в формировании рельефа. — Тезисы докл. совещания по геоморфологии и неотектоники Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1965.
- М и н е р в и н А. В. О возрасте и генезисе покровных отложений Томь-Колыванской зоны. — Докл. АН СССР, т. 120, 1958₁, № 1.
- М и н е р в и н А. В. Инженерно-геологическая характеристика покровных отложений Томь-Колыванской зоны. — Науч. докл. высш. школы. 1958₂, № 3.
- М и н е р в и н А. В., С е р г е е в Е. М. Покровные отложения правобережья долины р. Оби в ее нижнем течении. — Вестн. МГУ, 1958, № 3.
- М и н е р в и н А. В. Генезис и инженерно-геологическая характеристика покровных отложений р. Оби (в ее среднем и нижнем течении). Автореферат. М., 1959.
- М о р о з о в С. С. К вопросу облессования дисперсных пород четвертичного возраста под влиянием стеного типа почвообразования. — Тезисы докл. Всесоюз. межвед. совещ. по изучению четверт. периода, 1957.
- М о р о з о в С. С. Материалы по региональному грунтоведению. М., 1964.
- М о с к в и т и н А. И. Четвертичное отложение и история формирования долины р. Волги и в ее среднем течении. — Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 12, 1958.
- М о с к в и т и н А. И. Палеография Юго-Востока Европы в плейстоцене. Хронология и климат четвертичного периода. М., 1960₁.
- М о с к в и т и н А. И. Опыт применения единой стратиграфической схемы к четвертичным отложениям Западной Сибири. — Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 26, 1960₂.
- Н а г и н с к и й Н. А. Области развевания четвертичных ледниковых покровов Западно-Сибирской низменности. — Докл. АН СССР, т. 91, 1953, № 2.
- Н а г о р с к и й М. П. Основные этапы четвертичной истории юго-востока Западно-Сибирской низменности. — Вестн. ЗСГУ, 1941, № 3.
- Н а г о р с к и й М. П. Материалы по геологии и стратиграфии колпашевской депрессии и западной окраины Колывань-Томской складчатой зоны. Фонды НТГУ, 1949.
- Н а г о р с к и й М. П. Материалы к стратиграфии нижне- и среднечетвертичных отложений Томского Приобья. — Вестн. ЗСГУ, 1962, № 2.
- Н а щ о к и н В. Д. Ископаемые остатки древесины из четвертичных отложений Сибири и их значение для стратиграфии и палеогеографии. — Тезисы докл. к Всесоюз. совещ. по изучению четверт. периода. Новосибирск, 1964.
- Н а щ о к и н В. Д. Ископаемые древесины из меловых и четвертичных отложений приенисейских районов Средней Сибири. Автореферат. Красноярск, 1965.
- Н е й ш т а д т М. И. О подразделении позднечетвертичной (послевалдайской или голоценовой) эпохи в СССР и Европе. — Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 3, М., 1952.
- Н е й ш т а д т М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., 1957.
- Н е х о р о ш е в В. П. Современные и древние оледенения Алтая. — Труды 3 Всесоюз. съезда геологов. Геологиздат, вып. 2, 1930.
- Н е х о р о ш е в В. П. Древнее оледенение Алтая. — Труды комиссии по изучению четвертичного периода. вып. 1, 1962.
- Н и к и т е н к о Ф. А. О некоторых особенностях лессовидных грунтов Новосибирского Приобья. — Тр. совещания по инж.-геол. свойствам пород. т. 1, М., 1956.
- Н и к и т е н к о Ф. А. Лессовидные породы Верхнего Приобья. — Изв. Вост. филиалов АН СССР, 1957, № 9.
- Н и к и т е н к о Ф. А. К вопросу о происхождении лессовидных и лессовых пород Приобья. — Изв. высш. учеб. заведений. — Геология и разведка, 1958, № 5.
- Н и к и т е н к о Ф. А. О форме зерен и минералогическом составе покровных лессовых пород Верхнего Приобья. — Тр. НИИЖТа, вып. 22, 1961.

- Никитенко Ф. А. О литолого-стратиграфических комплексах лессовых пород Приобья. — Тр. НИИЖТа, вып. 28, 1962.
- Никитенко Ф. А. Лессовые породы Новосибирского Приобья и их инженерно-геологическая характеристика. — Тр. НИИЖТа, вып. 34, 1963.
- Никитин П. А. Четвертичные семенные флоры низовья р. Иртыша. — Тр. Биол. ин-та. Изд. Томск. гос. ун-та, т. 5, 1938.
- Никитин П. А. Четвертичные семенные флоры берегов р. Оби. — Материалы по геологии Западной Сибири. 1940, № 2 (54).
- Никитин П. А. Плиоценовые флоры с р. Оби в районе Томска. — Докл. АН СССР, т. 61, 1948, № 6.
- Никитин П. А. Аквитанская семенная флора Лагерного Сада (Томск). Изд. Томск. ун-та, Томск, 1966.
- Никитин В. П. К вопросу о климате и растительности в Сибири в эпоху гиппариона. — Докл. палеобот. конф. Томск, 1962.
- Никитин В. П. Новые данные к третичной флоре с. Вороново на р. Оби. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, 1964.
- Никитин В. П. Семенные флоры четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности. Основные проблемы изучения четвертичного периода. «Наука», 1965.
- Никитин В. П. Семенные флоры неогена южной части Западно-Сибирской низменности. Реферат диссертации. Новосибирск, 1967.
- Николаев В. А. Стратиграфическое положение Томской флоры Лагерного Сада. Докл. АН СССР, т. 58, 1947.
- Николаев В. А. Торфовиваниты, где и как их искать. АН СССР Зап.-Сиб. филиала. Новосибирск, 1947.
- Николаев В. А. Геоморфологическое районирование Западно-Сибирской низменности. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 27. Новосибирск, 1962.
- Николаев В. А. Интересная находка голоценовой флоры в районе Новосибирска. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 27. Новосибирск, 1962.
- Николаев В. А. Геология и геоморфология Западно-Сибирской низменности. Автореферат монографии, СО АН СССР, Новосибирск, 1, 1963.
- Николаев В. А. Эоплейстоцен Западно-Сибирской низменности. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 44. Новосибирск, 1964.
- Николаев В. А., Шумилова Е. В. Четвертичные прареки Западно-Сибирской низменности. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 27, Новосибирск, 1962.
- Охотин В. В. Задачи современного грунтоведения. — Вестн. ЛГУ. 1947, № 3.
- Охотин В. В., Шнайдер Ш. М. К вопросу определения генезиса грунтов по их физико-механическим свойствам. — Уч. зап. ЛГУ, № 102, серия геол. наук, 1950, № 1.
- Поляков С. С., Сергеев Е. М. Инженерно-геологическая характеристика долины р. Оби (в ее нижнем течении). — Науч. докл. высшей школы геол.-геогр. наук, 1958, № 1.
- Попов А. И. Четвертичный период в Западной Сибири. Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири. Изд-во МГУ, 1959.
- Попов И. В. Учения о грунтах как о геологических образованиях. — Тр. ЛГГП АН СССР, 1949, № 6.
- Попов И. В. Инженерная геология, изд. МГУ, 1959.
- Православлев П. А. Приобье Кулундинской степи. — Матер. по геол. Зап.-Сиб. края, вып. 6, 1938.
- Приклонский В. А. Сравнительная характеристика интенсивности физико-механического диагенеза некоторых глинистых пород СССР. — Тр. ЛГГП, т. III, 1948.
- Приклонский В. А. Грунтоведение, ч. I—II, Госгеолтехиздат, 1955.
- Приклонский В. А. и др. Инженерно-геологические особенности хвалынских глинистых пород в связи с условиями их формирования. — Тр. ЛГГП АН СССР, т. XIII. 1956.
- Приклонский В. А. Основные вопросы инженерно-геологического изучения горных пород. — Тр. ЛГГП, т. 15, 1957.
- Приклонский В. А., Чепик В. Ф. О компрессионных исследованиях глинистых пород. — Тр. ЛГГП, т. XXII, 1959.
- Прозорович Э. А. Изменение плотности глинистых пород в сопоставлении с особенностями геологического строения (на примере Азербайджана и Предкавказья). Автореферат диссертации. Баку, 1960.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. I—II, 1940.
- Раковец О. А. и Шмидт Г. А. О четвертичных оледенениях Горного Алтая. — Тр. комиссии по изучению четвертичного периода, т. XXII, М., 1963.
- Реввердатто В. В. Основные моменты развития послетретичной флоры Средней Сибири. — Советская ботаника, 1940, № 2.

- Решение совещания по исследованию и использованию глин. Изд-во Львовского ун-та, 1957.
- Решение Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, состоявшегося 3—24 сентября 1964 г. в г. Новосибирске и во время экскурсии по Оби и Иртышу. Основные проблемы изучения четвертичного периода. «Наука», 1965.
- Ростовцев Н. Н., Алексерова З. Т., Крицук Г. С., Ли П. Ф., Литвиненко И. В. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Госгеолиздат, 1958.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостехиздат. 1953.
- Ряпина В. Е. О генезисе и стратиграфии толщ степного плато Верхнего Приобья. — Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода, 1962, № 27.
- Сакс В. Н. Четвертичные отложения северной части Западно-Сибирской низменности Таймырской депрессии. — Тр. Ин-та геологии Арктики, т. 14, 1951.
- Сакс В. Н. Четвертичные отложения северной части Западно-Сибирской низменности и Таймырской депрессии. — Тр. Ин-та геологии Арктики, т. 14, 1951.
- Сакс В. Н. Опыт восстановления истории развития Сибири. — Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 3, Изд-во АН СССР, 1952.
- Сакс В. Н. Новые данные по истории геологического развития Сибири в четвертичный период. Вопросы геологии Азии, т. II, Изд-во АН СССР, 1955.
- Сакс В. Н. Некоторые спорные вопросы четвертичного периода в Сибири. — Тр. НИИГА, вып. 8, т. 96, 1958.
- Сакс В. Н. Четвертичное оледенение Северной Азии по работам В. А. Обручева. Идея академика В. А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие. М.—Л., 1963.
- Сергеев Е. М. Общее грунтоведение. 2-е изд. МГУ, 1959.
- Сергеев Е. М. и Минервин А. В. Сущность процесса облессования в подзолистой зоне. — Вестн. МГУ, 1960, № 3.
- Соллогуб В. Б. Физические свойства горных пород в сопоставлении с особенностями геологического строения (на примере Азербайджана и Предкавказья). Автореферат диссертации, Баку, 1960.
- Страхов Н. М. Образование осадков в современных водоемах. Изд-во АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенезиса. Изд-во АН СССР, т. I—II. 1960.
- Стрелков С. А. Отражение палеографических закономерностей на карте четвертичных отложений Севера Сибири. — Изв. ВГО, т. 91, 1959.
- Стрелков С. А. Районирование Севера Западной Сибири по морфологии и генезису ледникового рельефа в связи с динамикой зырянского оледенения. — Докл. АН СССР т. 145, 1962, № 3.
- Стрелков С. А. Зырянское оледенение северной части Средне-Сибирского плоскогорья. Палеогеография четвертичного периода Севера Сибири. СО АН СССР. Новосибирск, 1964₁.
- Стрелков С. А. Зырянское оледенение северной части Средне-Сибирского плоскогорья. Палеогеография четвертичного периода Севера Сибири. СО АН СССР. Новосибирск, 1964₂.
- Стрелков С. А., Сакс В. Н., Архипов С. А., Волкова В. С. Проблемы четвертичных оледенений Сибири. Основные проблемы изучения четвертичного периода. «Наука», 1965.
- Стрижова А. И. Спорно-пыльцевые спектры четвертичных отложений Кеть-Тымского Приобья. — Докл. палеоботанической конференции. Изд-во ТГУ, Томск, 1962.
- Стрижова А. И., Мизеров Б. В. О межледниковом характере тазовского (ванжильского) времени. — Докл. палеоботанической конференции. Изд-во ТГУ, 1962.
- Сукачев В. Н. Исследования четвертичных отложений Нижне-Иртышского края. Экспедиция АН СССР, 1932, Изд-во АН СССР, 1933.
- Сукачев В. Н. По Оби и Тыму. Экспедиция АН СССР. Изд-во АН СССР, 1935.
- Сухорукова С. С. Глинистые минералы суглинков и глин поймы р. Оби. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, М., «Наука», 1965.
- Сухорукова С. С., Мизеров Б. В. Литолого-фашиальная характеристика среднечетвертичных отложений Вискова и Чагина яров (Тымское Приобье). — Тр. ИГиГ, вып. 44, СО АН СССР. Новосибирск, 1963.
- Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков, 1936.
- Травиц А. Б. Куендатское месторождение пресноводного мела. — Вестн. Зап-Сиб. геол. упр., 1944, № 3.
- Травиц А. Б. Куендатское месторождение пресноводного мела. — Тезисы и рефераты докладов V науч.-иссл. конф. молодых ученых. Томск, 1945.
- Троицкий С. Л. О палеонтологических и палеобиогеографических методах при биостратиграфическом изучении четвертичных отложений. — Тр. НИИГА, т. 121, вып. 18, 1962.

- Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая. — Зап. Всесоюз. геогр. об-ва, нов. серия, т. 9, 1949.
- Тронов М. В. Очерки по современному оледенению Алтая. Географгиз, 1949.
- Тронов М. В. Теоретические итоги ледниковых исследований на Алтае. Вопросы географии Сибири, Изд-во Томск. гос. ун-та, Томск, 1951.
- Тронов М. В. Вопросы горной гляциологии. Географиздат, 1954.
- Тронов М. В. Вопросы связи между климатом и оледенением. Томск, 1956.
- Тронов М. В. Гляциоклиматология. Книга-микрофильм. Л., 1958.
- Трофимов В. Т., Поляков С. С. Характеристика среднечетвертичных флювиогляциальных отложений западной части Западно-Сибирской низменности. — Вестн. МГУ, 1964, № 3.
- Усов М. А. Элементы геоморфологии и геологии рыхлых отложений. Изд-во Западно-Сибирского геологического треста. Томск, 1934.
- Фениксова В. В. Стратиграфическое значение горизонта «сизых суглинков» в кайнозой Среднего Приобья. — Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы, т. 32 (4), 1956.
- Фениксова В. В. Четвертичные отложения Томь-Кольванской складчатой зоны и Колпашевской впадины. — Тр. межвед. совещ. по разработке униф. стратиграф. схем Сибири. Госгеотехиздат, 1957.
- Фениксова В. В. Лессовые отложения юго-востока Западно-Сибирской низменности. — Материалы совещания по изучению четвертичного периода, 1961.
- Фениксова В. В. Строение неоген-четвертичного покрова внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности. — Вестн. МГУ, 1964, № 6.
- Фениксова В. В. Палеогеография внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в среднелейстоценовую эпоху. Четвертичный период Сибири. М., «Наука», 1966.
- Ферсман А. Е. О ритмичности процессов Саксонского озера. — Матер. комиссии производит. сил, 1917.
- Ферсман А. Е. Геохимия. т. II, 1943.
- Хаин В. Е. О некоторых основных понятиях о фациях и формациях. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геологии, т. 25 (6), 1950.
- Хахлов В. А. Третичная флора Томского округа. — Изв. геол. Западно-Сибирского развед. управления, 1931, № 11.
- Хахлов В. А. Новые третичные растения с р. Оби. — Докл. АН СССР, т. 65, 1948, № 5.
- Храмушев А. С. Компрессионные испытания глин как метод геологического исследования ГГУ НКТП СССР. — Тр. Всесоюз. конторы спец. геол. картир., вып. 3, ГОНТИ, 1939.
- Цейтлин С. М. О расчленении последнего ледникового Сибири. Четвертичный период и его история, М., 1965.
- Черноусов С. И. Механические свойства глинистых пород плейстоцена Среднего Приобья. — Тр. НИИЖТа, вып. 28, Новосибирск, 1962.
- Черноусов С. И. Физико-механические свойства лессовых пород Вороновского яра на р. Оби и некоторые соображения о их формировании. — Тр. НИИЖТа, вып. 34, Новосибирск, 1963.
- Черноусов С. И. Применение данных грунтоведческого метода при стратиграфическом расчленении глинистых отложений четвертичной системы Западно-Сибирской низменности. — Тезисы докл. к Всесоюз. совещ. по изучению четверт. периода, Новосибирск, 1964.
- Черноусов С. И. Физические свойства глинистых отложений Вискова и Чагина яров в связи с физико-географическими условиями их формирования. — Тр. НИИЖТа, вып. 41, Новосибирск, 1965₁.
- Черноусов С. И. Физико-механические свойства песчаных отложений второй надпойменной террасы р. Ини. — Тр. НИИЖТа, вып. 41, Новосибирск, 1965₂.
- Черноусов С. И. Геоморфология поймы среднего течения р. Оби и ее отражение в инженерно-геологической характеристике современных аллювиальных отложений. — Тезисы докл. совещ. по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1965₃.
- Черноусов С. И. К вопросу о генезисе глинистых отложений знаменской свиты. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Новосибирской области. — Тезисы докл. науч.-техн. конференции. Новосибирск, 1965₄.
- Черноусов С. И. Глинистые породы, их физико-механические свойства в связи с генезисом и возрастом (на примере кайнозойских отложений Среднего Приобья). Автореферат. Новосибирск, 1965₅.
- Черноусов С. И. Использование некоторых физических свойств глинистых пород при решении вопросов генезиса и стратиграфии кайнозойских отложений Среднего Приобья. Четвертичный период Сибири. «Наука», М., 1966₁.
- Черноусов С. И. О плотности глинистых грунтов центральных районов Запад-

- но-Сибирской низменности и закономерности ее изменения в разрезах кайнозоя. — Тр. V совещания по закреплению и уплотнению грунтов. Новосибирск, 1966₂.
- Ч и г у р я е в а А. А. Материалы к палинологической характеристике неогена Западной Сибири. — Докл. палеоботанической конференции. Томск, 1962.
- Ч у х р о в Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955.
- Ш а н ц е р Е. В. К учению о фациях континентальных осадочных образований. — Бюлл. ком. по изучению четвертичного периода АН СССР, 1948, № 13.
- Ш а н ц е р Е. В. Основные закономерности образования и строения аллювия равнинных рек умеренного пояса и его положение среди других типов аллювиальных отложений. — Матер. по четвертичному периоду СССР, вып. 2, 1950.
- Ш а н ц е р Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса. — Тр. Ин-та геологии АН СССР, вып. 135, геол. серия (№ 55), 1951.
- Ш а н ц е р Е. В. Принципы построения и корреляции местных стратиграфических шкал четвертичных (антропогенных) отложений. — Тр. ком. по изучению четвертичного периода, 13, 1957.
- Ш а н ц е р Е. В. Типы аллювиальных отложений. Вопросы геологии антропогена. М., 1961.
- Ш а н ц е р Е. В. О понятии «генетический тип отложений» и его значение для геологии континентальных осадочных образований. Основные проблемы изучения четвертичного периода. «Наука», 1965.
- Ш а ц к и й С. Б. Стратиграфия четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. — Матер. Зап.-Сиб. комиссии по изучению четвертичного периода при Томск. гос. ун-те, вып. I, 1956.
- Ш а ц к и й С. Б. Континентальные третичные отложения центральных и восточных районов Западно-Сибирской низменности. — Тезисы докл. к межвед. совещ. по континентальным отложениям Азии, Л., 1965.
- Ш е м я к и н М. Ф. и М и х е е в П. Ф. Физико-химические периодические процессы, 1938.
- Ш е в е л е в а Н. С. Об абсолютном возрасте каргинских отложений. — Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода, 1963, № 28.
- Ш м е л е в Л. М. Следы криогенных процессов в четвертичных отложениях Западной Сибири и их палеогеографическое значение. — Всесоюз. совещ. по изучению четверт. периода, 1964.
- Ш и т н и к о в А. В. Изменчивость общей увлажненности материалов северного полушария. — Зап. географ. об-ва СССР, нов. серия, 16. М.—Л., 1957.
- Ш у м и л о в а Е. В. Литология рыхлой толщи разреза под Лагерным садом близ г. Томска. — Вестн. Зап.-Сиб. треста, 1936, № 4.
- Ш у м и л о в а Е. В. Терригенные компоненты мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1963.
- Ш у м и л о в а Е. В., Н и к о л а е в В. А. Терригенно-минералогические провинции четвертичных пород Зап.-Сиб. низменности и некоторые закономерности их формирования. — Тр. СО АН СССР, вып. 44. Новосибирск, 1964.
- Ш у ш у е в а М. Г. Природа гумуса основных почв подтаежной зоны и подзоны южной тайги Западно-Сибирской низменности. Генезис почв Западной Сибири, СО АН СССР, 1964.
- Щ е р б а к о в а Е. М. О некоторых проблемах древнего оледенения гор Евразии. — Тезисы докл. к Всесоюз. совещ. по изучению четверт. периода, 1964.
- Щ у к и н а Е. Н. Геология отложений кайнозоя и геоморфология Горного Алтая и его предгорий, 1952.
- Щ у к и н а Е. Н. Закономерности отложений четвертичных отложений и их стратиграфия на территории Алтая. — Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 26, 1960.
- Я к у б о в с к а я Г. А. Новые находки третичной флоры в Томском Приобье. — Докл. АН СССР, т. 116, 1957, № 2.
- Я н и ш е в с к и й М. Э. О миоценовой флоре окрестностей г. Томска. Тр. геол. комитета, вып. 131, 1915.
- V a g g e l J. Rhythms and measurement of geological Time. Bull. Geol. Soc. Amer. V. XXVIII, 1917.
- E a s t e r b r o o k D o n a l d J. Void ratios and bulk densities as means of identifying pleistocene tills. The Geological Society of America Bulletin. V. 75, 1964, № 8.
- S k e m p t o n A. W. The colloidal «activity» of clays. Proc. of the Third Intern. Conf on Soil Mechanics and Foundation Engineering. Switzerland, 1953₁.
- S k e m p t o n A. W. The post-glacial of the Thames estuary at Tulbury and shellhaven. Pros. of the Third Intern. Conf, on Soil Mechanics, V. II, 1953₂.

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
2, выходные сведения 55	4 снизу 7 сверху	Цена книги 1 р. 79 к. (березовая кость)	1 р. 69 к. (берцовая кость)

*Б. В. Мизеров и др. Аллювиальные и озерно-аллювиальные
кайнозойские отложения Среднего Приобья.*

Цена 1 р. 69 к.

5787