

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**ЧЕТВЕРТИЧНАЯ
ГЕОЛОГИЯ
И ГЕОМОРФОЛОГИЯ
СИБИРИ**

СБОРНИК СТАТЕЙ

Часть I

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“ СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК—1969

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
С И Б И Р С К О Е О Т Д Е Л Е Н И Е

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**ЧЕТВЕРТИЧНАЯ
ГЕОЛОГИЯ
И ГЕОМОРФОЛОГИЯ
СИБИРИ**

СБОРНИК СТАТЕЙ

Часть I

*Посвящается
Валериану Иннокентьевичу
ГРОМОВУ*

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“ СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК—1969

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук

В.А. НИКОЛАЕВ

В.Н. Сакс

ЗНАЧЕНИЕ ТРУДОВ В.И. ГРОМОВА В РАЗВИТИИ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ СИБИРИ

Крупнейший знаток четвертичной геологии в СССР, палеозоологии млекопитающих и человека каменного века Валерьян Иннокентьевич ГРОМОВ – цроженец Сибири. Он родился в марте 1896 г., в городе Кяхта (бывший Триецко-Савск) на территории Бурятской АССР. Ещё будучи гимназистом в Красноярске, он в 1910–1912 гг. начал собирать коллекции четвертичных млекопитающих и орудий палеолитического человека в окрестностях самого Красноярска и Афонтовой горы.

Именно в то время была открыта В.И. Громовым палеолитическая стоянка Афонтова гора П, ставшая впоследствии объектом исследований советских археологов и геологов-четвертичников, в том числе и В.И. Громова. Геология этой стоянки рассматривается ниже в статье С.М. Цейтлина.

Тогда же определился и круг главнейших интересов В.И. Громова, доставивших ему имя ученого с мировой известностью.

В первой половине двадцатых годов В.И. Громов, в качестве сотрудника Красноярского музея, совершает ряд экспедиций в самые труднодоступные районы Сибири – в низовья Енисея, на берега Енисейского залива и на Нижнюю Тунгуску.

В.И. Громов – первый и донне единственный исследователь, который при работах в районе Енисейского залива сосредоточил свое внимание на событиях самого недавнего прошлого. Он привел ряд доводов в пользу того, что устья Енисея, а равно и Оби, переживают в настоящее время период трансгрессии. Наряду с наличием затопленных устьев названных рек, об этом говорят и проведенный В.И. Громовым анализ старых морских карт XVIII столетия, находки старых зимовий на затопляемых побережьях. Вместе с тем,

В.И. Громов допускал местные движения береговой линии и обратного знака – поселок на берегу р. Глубокой оказался в 15 км от берега.

В.И. Громов впервые после исследований, проведенных в 1866 году Ф.Б. Шмидтом и И.А. Лопатиным, изучил на берегу Енисейского залива выходы четвертичных морских отложений и разрезы мезозоя у зим. Прилучье и в устье р. Чайки (Чаяшной). Он сумел критически подойти к отмечавшимся его предшественниками следам древних оледенений, указав, что ледниковые шрамы на скалах могли быть оставлены речными льдами во время половодий. Даже на скалах о. Диксон такие шрамы, описанные Э.В. Толлем, могут объясняться воздействием енисейских речных льдов при условии, если устье Енисея раньше располагалось севернее Диксона.

Обнажающиеся по берегам Енисея и Енисейского залива отложения с морской фауной В.И. Громов отнес к постплиоцену, сопоставляя их с отложениями бореальной трансгрессии на севере Европейской части СССР. Такая точка зрения остается наиболее правильной и на сегодняшний день. Появляющиеся в последнее время высказывания об отнесении значительной части новейших морских отложений на севере Сибири и Печорского края к плиоцену, либо вовсе не обосновываются палеонтологически, либо обосновываются крайне неточными определениями. Поэтому такие предположения нельзя принимать всерьез.

Особенно большое значение имели для развития наших представлений о четвертичном периоде в Сибири работы В.И. Громова в 1932–1933 годах в низовьях Иртыша и на широтном отрезке течения Оби. Здесь В.И. Громов с полным основанием выделил в обнажениях по Оби и в устье Иртыша ледниковые отложения, установил, опираясь на состав валунов, зону разграничения между ледниковыми покровами, спускавшимися с Урала и со Средне-Сибирского плоскогорья, и, наконец, что собственно важно и в настоящее время, открыл выход верхней юры на притоке Оби – р. Большой Юган. Этот выход мезозоя среди поля третичных и четвертичных отложений в самом центре Западно-Сибирской низменности сначала привлек к себе внимание как возможная нефтеносная структура. В дальнейшем же, после того, как выяснилось, что мезозойские породы в скважинах подстилаются четвертичными и третичными отложениями, юган-

ский выход стал главной опорой в построениях гляциалистов, защищающих представления о покровном оледенении всей северной части Западной Сибири.

Действительно, невозможно подыскать какое-либо иное объяснение происхождению огромного отторженца рыхлых юрских пород с массой, исчисляемой по подсчетам Н.Г. Чочиа несколькими миллионами тонн, кроме доставки его мощным ледником. Все другие попытки объяснить появление отторженца приносом его плавающими льдами, наличием крупного взброса, газовым выбросом, вымывом юрской фауны в третичные или четвертичные отложения, выглядят совершенно беспомощно. Сейчас в районе Юганского выхода проведен сейсморазведочный профиль, показавший, что верхняя юра здесь лежит совершенно горизонтально на глубине более 3 км.

Вместе с тем, остается по-прежнему неясным, откуда же принесен юганский отторженец. Он сложен рыхлыми алевролитами и глинами с морской фауной, формировавшимися бесспорно в прибрежной мелководной обстановке. Внутри же Западно-Сибирской низменности волжские отложения представлены глубоководными фациями - битуминозными аргиллитами. Можно было бы думать, что отторженец принесен с восточного склона Северного Урала, где есть волжские отложения в сходных фациях. Но Урал отстоит от р. Большого Югана на 800 км и трудно допустить транспортировку льдом огромного блока рыхлых пород на такое расстояние. К тому же морена, заключающая отторженец, содержит валуны не уральских, а среднесибирских пород. У западного же края Средне-Сибирского плоскогорья юрские отложения перекрыты меловыми.

Поэтому возникает предположение, что отторженец сорван ледником с какого-то локального поднятия мезозоя внутри низменности, возможно на Обско-Пуровском или Обско-Тазовском водоразделе относительно близко от р. Большого Югана. Таким образом, загадка, поставленная открытием В.И. Громова, до сих пор окончательно не разрешена, хотя нахождение структуры внутри низменности, где верхняя юра лежит у поверхности, представляло большой интерес для нефтяников.

Во всех случаях юганский отторженец и несколько меньшие по размерам отторженцы палеогеновых опок и глин в устье Иртыша у Ханты-Мансийска, также описанные В.И. Громовым, являются неоспоримым свидетельством четвертичного оледенения низменности. В 1964

г. участники Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода совместно с В.И. Громовым и автором этих строк имели возможность непосредственно видеть разрезы у Ханты-Мансийска. Наличие среди четвертичных отложений отторженцев палеогена большинству участников экскурсии было очевидным и лишь не многие противники теории покровных оледенений отказывались признать ледниковое происхождение отторженцев, не будучи однако в состоянии выдвинуть сколько-нибудь правдоподобное объяснение появлению в четвертичных отложениях глыб более древних пород десятка метров мощностью. В обнажениях у Ханты-Мансийска в отторженцах заключены породы эоцена (опоки) и возможно палеоэоцена (глины), в скважинах же под четвертичными отложениями лежит олигоцен, образующий пологое куполовидное поднятие.

Геологические съемки последних лет, сопровождавшиеся бурением, обнаружили ещё ряд ледниковых отторженцев на севере Западной Сибири. Наиболее интересные из них освещены ниже в статье Ю.Ф. Захарова. В этой статье убедительно показывается несостоятельность применительно к северной части Западной Сибири взглядов современных антигляциалистов, бывшая очевидной уже в период работ В.И. Громова.

В.И. Громовым на Оби были изучены и толщи верхнеплиоценовых и четвертичных аллювиальных и озерных отложений. Тем самым было положено начало разработке современной стратиграфии континентального кайнозоя Западной Сибири, освещаемой ниже в статьях В.А. Николаева, С.А. Архипова, В.В. Вдовина, М.Р. Вотах и А.Н. Зудина, Е.В. Шумиловой и В.А. Николаева. Сейчас в связи со строительством внутри Западно-Сибирской низменности железной дороги Тюмень-Сургут, входящей в район прошлых исследований В.И. Громова, вопросы установления возраста и восстановления условий формирования этих отложений становятся особенно актуальными (см. ниже статью И.Г. Ермакова).

Большое значение имели исследования В.И. Громова в среднем и верхнем течении Енисея, в предгорьях Алтая и на Ангаре, осветившие геологические условия и возраст палеолитических стоянок Сибири, сопутствующие палеолитическому человеку комплексы млекопитающих, связи стоянок и комплексов фауны с террасами Енисея и Ангары. Исключительной заслугой В.И. Громова является то, что

он сумел увязать данные археологии, палеозоологии и стратиграфии четвертичных отложений и уточнил возрастное положение культур палеолита. Обобщение полученных результатов сделано В.И. Громовым в монографии "Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР", удостоенной Государственной премии и премии имени А.П. Карпинского.

В настоящее время по мере накопления датировок абсолютного возраста, в Сибири к сожалению ещё крайне скудных, стало очевидно, что различные человеческие культуры по времени существования нередко перекрывали друг друга. Это обстоятельство отнюдь не снижает ценности исследований В.И. Громова, именно и создавших реальную палеонтолого-стратиграфическую базу для уточнения возраста палеолитических культур.

В.И. Громов прежде всего на материале юга Европейской части Союза выделил часть сменявших друг друга во времени комплексов млекопитающих, показал их стратиграфическое значение, обосновал их последовательным филогенетическим развитием отдельных групп млекопитающих. Разработанная В.И. Громовым на основе фаунистических комплексов стратиграфическая схема четвертичной системы применяется сейчас при определении возраста четвертичных толщ на всей территории СССР. Изучавшиеся В.И. Громовым и его учениками коллекции фауны, собранные в Западной и Восточной Сибири, на Северо-Востоке и Дальнем Востоке СССР показали, что те же комплексы фауны, что и на юге Европейской части СССР, хотя и с рядом провинциальных особенностей, можно проследить и в Северной Азии.

Однако, при этом приходится считаться с тем, что смена фаунистических комплексов в разных климатических зонах и разных зоогеографических провинциях могла происходить не строго одновременно. До последнего времени такие предположения нельзя было надлежащим образом обосновать, поскольку корреляция континентальных толщ осуществлялась в первую очередь по комплексам млекопитающих. Сейчас в распоряжении науки появились новые не зависящие от биостратиграфии методы датировки осадочных свит, которые позволяют более уверенно подойти к данной проблеме.

Исследования Г.А. Поспеловой и А.Н. Зудина впервые позво-

лили сопоставить возрастные определения, полученные по фауне и по палеомагнитным данным на юге западной Сибири, в Приобье. Создается впечатление о том, что близкие к европейским фаунистические комплексы в Сибири появились раньше. Представители тех комплексов, которые мы привыкли в Европейской части СССР считать четвертичными /в объеме этой системы, официально принятом в нашей стране/, в Приобье оказываются в слоях, лежащих ниже инверсии магнитного полюса, т.е. древнее 700000 лет. Поскольку продолжительность принимаемого в СССР четвертичного периода порядка не более 500000 лет, эти слои приходится считать верхнеплиоценовыми.

С именем В.И.Громова неразрывно связана поднятая в настоящее время, но, к сожалению, не получившая еще окончательного разрешения проблема пересмотра в Советском Союзе нижней границы четвертичной системы. Действительно, за пределами СССР сейчас общепризнанным является проведение границы неогена и четвертичного периода ниже виллафранка, т.е. по абсолютной геохронологии около 2-2,5 миллионов лет назад. История развития фауны млекопитающих, разработанная В.И.Громовым, а равно и история человека убедительно свидетельствуют в пользу именно такого разграничения названных систем.

Материалы по Сибири тоже говорят о необходимости снижения нижней границы четвертичной системы под виллафранк. Г.А.Поспелова и А.Н.Зудин показали, что элементы четвертичной фауны спускаются в разрезах Приобья значительно ниже границы последней инверсии полюсов.

К сожалению, мы не располагаем определениями абсолютного возраста нижнечетвертичных и верхнеплиоценовых отложений на территории СССР, и это несомненно накладывает свой отпечаток на степень надежности наших стратиграфических построений. Хотелось бы надеяться, что в ближайшее время в нашей стране в отношении абсолютных датировок будет достигнут прогресс. Только тогда расчленение четвертичной системы в соответствии с предложенной В.И. Громовым с соавторами схемой и межрегиональные корреляции получат реальную базу.

Говоря о значении трудов В.И.Громова по четвертичной геологии, нельзя пройти мимо его гипотезы моногляциализма. Идея моногляциализма не получила признания, но, будучи высказана в начале тридцатых годов, она несомненно положительно сказалась

на развитии четвертичной геологии, заставив исследователей более критически подойти к наблюдаемым фактам и отказаться от механического перенесения старых схем на новые районы, в частности, в пределах Сибири. Представления В.И. Громова, основанные на появлении холодолюбивой фауны млекопитающих только во второй половине четвертичного периода (по его последним работам с риса) увязываются с тем, что в Сибири до сих пор не найдены бесспорные следы раннечетвертичного (миндельского) оледенения. Имеющиеся указания на находки нижнечетвертичных валунных горизонтов и морен допускают разные толкования и всякий раз нуждаются в дополнительном обосновании.

То, что нам сейчас известно о развитии растительности Сибири и Дальнего Востока в четвертичном периоде, говорит о постепенности её изменения в сторону приспособления к все более холодному климату. Ю.П. Баранова, С.Ф. Бискэ и Б.С. Русанов на Северо-Востоке СССР, С.А. Стрелков на Алтае и многие другие исследователи сейчас отрицают раннечетвертичное оледенение, считая, что и хионосфера в то время не смыкалась с земной поверхностью даже в горах.

Что же касается разделения позднечетвертичных оледенений длительной и теплой межледниковой эпохой, то в пользу этого накопилось много бесспорных фактов. Прежде всего на севере Сибири, где оледенения развивались ранее всего, мы находим мощные толщи морских, хотя бы частично во всяком случае межледниковых отложений с теплолюбивой фауной, заходящие и в горные районы, бывшие центрами оледенений. Судя по мощности, эти морские толщи накапливались в течение, по крайней мере, ряда десятков тысячелетий. В областях, бывших постоянно в континентальных условиях, в наличии межледниковых эпох убеждают смены растительности, фиксируемые в спорово-пыльцевых спектрах.

Резюмируя все сказанное, нельзя не признать тот огромный вклад, который сделан В.И. Громовым в изучение четвертичной геологии Сибири. Наши знания о развитии фаун млекопитающих, истории культур каменного века, стратиграфии четвертичных континентальных отложений, наконец, сама схема деления четвертичной системы, вопрос о положении её нижней границы, все это неразрывно связано с именем Валерьяна Иннокентьевича Громова.

В течение многих лет В.И. Громов совместно с академиком В.Н.Сукачевым, заместителем которого он являлся, руководил Комиссией по изучению четвертичного периода Академии Наук СССР, направляя все научные исследования по четвертичной геологии в СССР. Продолжаемые и в настоящее время работы В.И. Громова по выработке единой стратиграфической шкалы четвертичной системы несомненно явятся ещё новым крупным вкладом в четвертичную геологию.

. В.А. Николаев

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

На протяжении многих лет вследствие отсутствия полноценных топографических карт сложились определенные представления об удивительно плоском и весьма монотонном рельефе Западно-Сибирской равнины. Они способствовали тому, что вся весьма огромная территория, простирающаяся от восточного склона Урала до р. Енисея, вошла в географическую литературу под наименованием Западно-Сибирской низменности. Это географическое наименование ярко подчеркивало её беспредельную равнинность и незначительную приподнятость над уровнем моря. Первоначально даже считали, что выравненная поверхность Западно-Сибирской низменности была сформирована в результате накопления мощной серии морских осадков. В отдельных формах гривного рельефа Барабинской степи и Кулунды некоторые исследователи (Миддендорф, 1871) видели песчаные дюны береговой зоны недавно ушедшего морского бассейна. Однако, в результате проведения первых буровых работ и более серьезных геологических исследований было установлено, что отложения с морской фауной третичного возраста залегают на значительной глубине и почти повсеместно перекрываются довольно мощной толщей разновозрастных более молодых озерных, речных, ледниковых и флювиогляциальных осадков (Высоцкий, 1896).

С усилением геологических работ в начале нашего столетия стали вновь развиваться представления Т.Бельта (1874) о природе рельефа Западно-Сибирской равнины, которые широко поддерживаются многими исследователями и в настоящее время. Кратко они сводятся к тому, что история формирования её современной поверхности связывается с покровными оледенениями Урала, Таймыра

и северо-западной части Сибирской платформы. В результате смыкания указанных ледниковых покровов на севере равнины, по мнению ряда исследователей, в её центральных и южных районах возникал весьма обширный подпрудный бассейн, в котором аккумуляровалась толща существенно глинистых осадков значительной мощности. В территориальном отношении он занимал, по их мнению, огромное пространство от широтного отрезка р. Оби до центральных районов Кулундинской степи. С запада на восток подпрудный бассейн, по существовавшим представлениям, простирался от Уральских гор до Приенисейской зоны Западно-Сибирской равнины. В дореволюционное время подобные взгляды на происхождение рельефа успешно развивал Г.И. Танфильев (1902). В наши дни его идеи получили дальнейшее развитие в статьях Е.П. Зарриной, Ф.А. Каплянкой, И.И. Краснова, Ю.М. Миханкова и В.Д. Тарноградского (1961), И.А. Волкова и В.С. Волковой (1965).

В 1949 г. А.И. Поповым были высказаны новые оригинальные представления на природу рельефа Западно-Сибирской равнины. Значительная роль в них отводилась формированию мощной толщи глин и суглинков в условиях весьма широкого развития в пределах её северной половины морского полярного бассейна. Наличие центров оледенения устанавливалось только в ограниченных районах Северного Урала, Таймыра и некоторых участков северо-западной части Сибирской платформы. Наличие валунно-галечного материала в зоне широтного отрезка р. Оби и в ряде других районов северной части равнины А.И. Попов объяснял разном их плававшими льдами. Примерно аналогичные идеи о формировании рельефа интересующей нас территории в наши дни были высказаны в статьях И.Л. Кузина и Н.Г. Чочиа (1965, 1966) и в обобщающей работе научных сотрудников Института геологии Арктики (Загорская, Яшина, Слободин, Левина, Белевич, 1965). Основное различие между ними состоит лишь в том, что последняя группа авторов нижнюю часть разреза глинистых отложений морского бассейна довольно уверенно относит к осадкам неогеновой системы. Первые авторы вопросы их стратиграфии решают более осторожно и границу между неогеном и вышележащими четвертичными отложениями проводят под знаком вопроса.

Вполне естественно, что рассмотренные диаметрально противоположные представления на природу рельефа Западно-Сибирской равнины несомненно породили и идеи компромиссного решения данного вопроса. В работах Г.И. Лазукова (1967), С.А. Архипова (1960) и многих других авторов высказываются определенные представления об одновременном существовании ледниковых покровов максимального оледенения и полярного бассейна и наличии фациальных замещений моренных образований серией морских осадков по направлению с юга на север. Следует заметить, что авторы последних представлений в своих работах не привели конкретных разрезов в доказательство фактического наличия отмеченных выше фациальных замещений. Их опубликованные материалы отдельно характеризуют литологические особенности моренных и морских отложений. Несмотря на это на Новосибирском совещании (1960) по доработке и уточнению унифицированных и корреляционных стратиграфических схем Западно-Сибирской равнины идеи фациального замещения ледниковых и морских образований нашли официальное признание при наличии большой группы противников принятия подробных решений (Алявдин, Волкова, Дибнер, Лаврова, Полькин, Пуминов, Сакс, Стрелков, Троицкий, Урванцев, Хлебников, 1961) методом чисто формального голосования. Подобная картина повторилась и на Тюменском стратиграфическом совещании (1967), когда большая группа сторонников широкого развития морских образований в северной половине равнины фактически пришла к полному отрицанию прямых факторов несомненного существования покровных оледенений на значительной территории Западно-Сибирской равнины.

Неоспоримым доказательством существования ледниковых покровов на территории Западно-Сибирской равнины служат многочисленные отторженцы мезозойских и третичных отложений. Их пространственное расположение строго ограничено районами площадного развития моренных отложений максимального самаровского оледенения. Геологи, отрицающие покровное оледенение Западно-Сибирской равнины (Кузин, Чочиа, 1966), стремятся доказать, что даже самые крупные отторженцы (Самаровский, Юганский), породы которых содержат третичную и мезозойскую фауну, "образовались в четвертичное время в условиях обширного водного бассейна, в непосредственной близости от достаточно крупных выступов, сло-

женных юрскими, меловыми и третичными породами". Самарский отторженец они считают "эрозионным останцом высокой озерно-аллювиальной террасы, цоколем которой служат находящиеся здесь в коренном залегании палеоген-неогеновые отложения".

В настоящем сообщении мы не имеем возможности провести подробный разбор изложенных представлений и вряд ли в этом есть особая необходимость, так как их критический анализ был сделан в работе С.А. Стрелкова, В.Н. Сакса, С.А. Архипова и В.С. Волковой (1965). Достаточно лишь указать на то, что по всем имеющимся геологическим, буровым и геофизическим данным на весьма большой площади центральной части Западно-Сибирской равнины, где были обнаружены наиболее крупные отторженцы, мезозойские породы залегают на значительной глубине, а их коренные выходы нам достоверно известны пока только в районах Приуральской полосы и в Приенисейской зоне. Как в окрестностях Юганского, так и на площади Самаровского отторженцев четвертичные отложения всюду залегают на озерно-аллювиальных образованиях среднего и верхнего олигоцена. Ближайшие коренные выходы морского эоцена находятся от Самаровского отторженца на расстоянии 300-350 км. В свете приведенных фактических данных вряд ли можно серьезно говорить о наличии эрозионного останца в районе с. Самарова и о существовании в бассейне нижнего течения р.Б. Югана крупных выступов морского мезозоя.

В свое время представления Т.Бельта (1874) и Г.И.Танфильева (1902) о существовании грандиозного подпрудного бассейна несомненно были вполне оправданы и полностью отвечали тому периоду геологических исследований, когда рабочие гипотезы явно давят над фактами реальной действительности. В наши дни, когда на всей территории Западно-Сибирской равнины проведены относительно значительные геологические исследования, концепции Г.И. Танфильева и представления его многочисленных последователей, о которых мы говорили выше, резко расходятся с итоговыми материалами многих работ, опубликованных за последние годы. Так, например, сейчас нельзя реставрировать площадное распространение глинистых осадков большого подпрудного бассейна на всю северную половину Обь-Иртышского междуречья, так как здесь угленосные отложения среднего олигоцена и озерно-аллювиальные осад-

ки верхнего олигоцена и нижнего миоцена всюду выходят на дневную поверхность. Они хорошо обнажены в естественных разрезах в бассейнах р.р. Демьянки и Туртаса и в долинах верхнего течения рр. Васюгана, Парабели, Шегарки, Тары, Уя, Шиша и Туя и их многочисленных притоков.

Уже давно широко известна очень важная закономерность в геологическом строении Западно-Сибирской равнины, сущность которой состоит в том, что все её главнейшие водоразделы приурочены к активным зонам молодых поднятий. В их пределах всюду выступают наиболее древние мезозойские и третичные образования. При наличии указанных условий сейчас невозможно доказать предельно широкое развитие горизонтально лежащих осадков подпрудных бассейнов в пределах многих водораздельных пространств всей центральной зоны Западно-Сибирской равнины и многих районов её южной части. Подобные реставрации могут проводить в настоящее время только те исследователи, которые недостаточно знают результаты многих работ последнего периода особенно в области познания геологического строения Обь-Иртышского междуречья. Ниже мы покажем, что под наименованием отложений подпрудного бассейна очень часто описывают пойменно-старичные осадки древних долин, которые никогда не выходили за пределы их развития и никогда не формировались на территории водоразделов. Исключение в этом отношении могут представлять лишь весьма ограниченные участки древних долин, приуроченных к зонам наиболее значительных неотектонических опусканий. Только в районах их развития могли формироваться озеровидные расширения прарек, на территории которых пойменно-старичные осадки могли иметь более широкое площадное распространение.

Рассматривая историю вопроса о природе рельефа Западно-Сибирской равнины, мы не можем не остановиться на кратком разборе основных проблем стратиграфии досамаровских отложений её центральных и южных районов, имеющих прямое отношение к теме нашего сообщения.

В результате проведенных работ за последнее десятилетие у очень многих исследователей (Архипов, 1965, 1968, Мартынов, Мизеров, Стрелков, 1964 и др.) сложились определенные представления о том, что фациальный состав осадков нижнего и среднего эоплейстоцена Западно-Сибирской равнины отражает преобладающие

от неогена спокойные условия осадкообразования на низменных озерных равнинах. По их данным, субквальные отложения кочковской свиты широко распространены в пределах почти всех районов южной половины равнины от Урала до Енисея и от южного палеозойского обрамления до широтного отрезка р. Оби.

По нашему мнению, эти представления явились следствием недостаточного внимания к вопросам стратиграфии досамаровских отложений. Под именем осадков кочковской свиты в различных районах Западно-Сибирской равнины объединялись резко разновозрастные образования вследствие того, что многие авторы, не располагая достоверными палеонтологическими материалами, стремились провести необходимые стратиграфические сопоставления только с позиций своих собственных представлений. Имевшимся палеонтологическим определениям они давали ту или иную возрастную интерпретацию и приходили к неправильным выводам.

Высказанные положения можно легко подтвердить кратким анализом ранее опубликованных материалов. Так, например, в одной из своих работ В.А. Мартынов (1962) отнес к осадкам кочковской свиты третичные отложения восточной части Барабинской степи, в которых Г.Г. Мартинсоном была определена характерная фауна пресноводных моллюсков Западно-Сибирского палеогена и раннего неогена (байкалиды, униониды). Без достаточных оснований он опровергает заключение Г.Г. Мартинсона и уверенно относит третичные алевроиты и супеси Каргатского района Барабы к осадкам нижней каргатской пачки кочковской свиты. Следует заметить, что в самой последней статье В.А. Мартынов (1966) уже ничего не говорит о находках пресноводной фауны, но все же по-прежнему считает разрез каргатской скважины стратотипическим.

В течение многих лет вопросы стратиграфии эоплейстоценовых отложений Западно-Сибирской равнины были в центре внимания тематических исследований С.А. Архипова (1965, 1968). В основном он является прямым последователем широко известных представлений В.А. Мартынова (1962) о большой общности палеогеографической обстановки неогена и раннего эоплейстоцена. Выводы С.А. Архипова по стратиграфии и палеогеографии досамаровских отложений построены главным образом на спорном исходном материале личной интерпретации палеонтологических данных Т.А. Казьминой о видовом составе ископаемых остракод.

Не меньшие возражения вызывают и многие работы последних лет, в которых дано описание стратотипических разрезов Барнаульского Приобья, где впервые отложения кочковской свиты получили наиболее полное палеонтологическое обоснование. В опубликованных статьях О.М. Адаменко (1966), В.А. Мартынова (1966), В.П. Никитина (1961), Г.А. Поспеловой и А.Н. Зудина (1967), В.Е. Рясиной (1962) и многих других авторов мы не находим детального разбора всех фактических данных, явно говорящих о резком расхождении новейших палеонтологических и палеомагнитных данных с результатами ранее проведенных исследований М.И. Кучина (1937), В.А. Линдгольда (1933), А.И. Москвитина (1960), М.П. Нагорского (1941), П.А. Никитина (1935), П.А. Православлева (1933), Е.Н. Щукиной (1960) и целого ряда других геологов. В опубликованных работах более раннего периода и в последних публикациях для одних и тех же глинистых отложений, уверенно относимых сейчас к осадкам кочковской свиты, приводится без всякого объяснения явно противоречивый материал. С одной стороны, в них отмечаются находки костей древних млекопитающих, а с другой — наличие очень молодого, но весьма характерного комплекса косоожских семенных флор. То же самое можно сказать и в отношении пресноводных и наземных моллюсков и некоторых других представителей ископаемой фауны и флоры.

Эти факты явно свидетельствуют не об ошибках тех или иных исследователей, а о большой сложности геологического строения эоплейстоценовых отложений Барнаульского Приобья. По результатам наших исследований, на которых мы остановимся ниже, отмеченные расхождения в возрастной датировке стратиграфических горизонтов явились следствием их формирования в условиях сложной динамики зарождения и развития мощной системы древних прарек. В обстановке спокойной аккумуляции озерных осадков, о которой сейчас многие говорят, отложения кочковской свиты Барнаульского Приобья несомненно имели бы более однотипную палеонтологическую характеристику.

В течение многих лет в основе стратиграфической схемы континентальных кайнозойских отложений Кулундинской степи лежали результаты исследований И.Г. Зальцмана (1957) и В.А. Мартынова (1957). Досамаровские отложения они описали под наименованием

осадков кулундинской свиты и отнесли их к нижнему отделу четвертичного периода. В последние годы И.Г. Зальцман (1965) и В.А. Мартынов (1965) резко разошлись в своих выводах о возрасте свиты и высказали в печати диаметрально противоположные представления. Первый отнес кулундинские пески к верхнему плиоцену, а второй — сопоставил их с аллювиальными осадками верхнего плейстоцена, широко развитыми в долинах Оби и Иртыша.

В специальной статье мы уже отмечали (1968), что в свете наших данных толща кулундинских песков не является единой свитой одновозрастных осадков и должна рассматриваться как сложная серия четвертичных образований, отражающих в себе основные этапы формирования весьма значительных аллювиально-озерных равнин в центральной части Обь-Иртышского водораздела.

Приведенный исторический анализ дает полное представление о современном состоянии рассматриваемого вопроса. В наши дни так же как и в давно прошедшие годы прошлого столетия все исследователи стремятся понять природу современного рельефа Западно-Сибирской равнины с позиций реставрации мощной системы "великих озер". Одни считают, что они должны быть отнесены к системе реликтовых озер неогена, а другие наоборот приходят к определенному выводу о том, что основное озеро-море возникло в результате подпрудных явлений в связи с развитием мощных ледниковых покровов в эпоху максимального оледенения.

К особой группе следует отнести сторонников реставрации морского бассейна в пределах северной половины Западно-Сибирской равнины. По существу они полностью отрицают неоспоримые следы максимального оледенения и считают, что основная аккумуляция четвертичных отложений проходила в морских условиях и на территории прибрежных очень низких озерных равнин. Мы очень сожалеем о том, что господствующие представления о природе рельефа Западно-Сибирской равнины слабо обоснованы фактическим материалом и не способствуют прогрессу познания сложной истории его формирования. Одновременно с этим они затрудняют решение первоочередных задач широкой мелиорации и комплексного освоения её богатейших природных ресурсов. Несмотря на принципиальное различие в подходе к познанию природы рельефа Западно-Сибирской равнины итоговые выводы различных исследователей весьма тождественны.

венны. Все они в истории формирования её современной поверхности ведущую роль отдают субаквальной аккумуляции или в условиях систем реликтовых озер или в различных зонах подпрудных и морских бассейнов. По мнению многих авторов, в процессе накопления материалов в них проходила преимущественная седиментация горизонтально лежащих глинистых осадков значительной мощности. Указанная палеогеографическая обстановка, конечно, не способствовала историческому развитию наиболее благоприятных предпосылок для проведения широких мелиоративных работ с целью осушения заболоченных территорий предельно выровненных равнин. Она же способствовала также и созданию оптимальных условий для будущей постановки геологических исследований, так как наличие регионального чехла субаквальных осадков значительно затрудняло бы проведение поисковых работ на различные полезные ископаемые.

Во всей истории изучения природы рельефа Западно-Сибирской равнины, по нашему мнению, должны были сыграть ведущую роль весьма содержательные работы И.П. Герасимова (1932, 1934, 1940), которые он опубликовал в различных изданиях более тридцати лет тому назад. К большому сожалению, по совершенно непонятным для нас причинам подавляющее большинство геологов и геоморфологов не обратили серьезного внимания на глубину проработки выдвинутых им проблем. В своих работах И.П. Герасимов успешно развивал научную концепцию палеогеографической эволюции Западно-Сибирской низменности, которую он представлял как аллювиальную равнину. Он впервые подверг справедливой критике устаревшие воззрения о широком развитии в четвертичное время мощных озерных систем и убедительно показал большую роль неотектоники и древней речной сети в истории формирования современного рельефа Западно-Сибирской равнины. В те годы вполне естественно И.П. Герасимов не располагал ещё необходимыми материалами для более полной реконструкции всей системы её древних и современных речных долин, но несмотря на это его новая научная концепция была вполне доказана логическим анализом всех имевшихся тогда исходных фактических данных. Представления И.П. Герасимова о природе рельефа Западно-Сибирской низменности не потеряли своего значения и в наши дни и несомненно отражают важнейший этап в истории её геоморфологического изучения.

На новом этапе геолого-геоморфологических исследований научные концепции И.П. Герасимова стали развиваться лишь в самое последнее время. В опубликованных работах целого ряда авторов (Волков, 1962, 1964, Лазуков, 1962, 1967, М.П. Нагорский, 1968, Николаев, Шумилова, 1962, Николаев, 1963, 1964 и др.) мы находим много новых данных о развитии древних речных систем Западно-Сибирской равнины и их прямом влиянии на формирование её рельефа. В статьях И.А. Волкова особое место занимает детальный анализ морфологии отдельных участков речных долин, в результате которого он приходит к определенному выводу о том, что в истории их развития были периоды интенсивного проявления аллювиальных процессов. К сожалению, в его работах одновременно рассматриваются два, на наш взгляд, во многом противоречивых представления. С одной стороны И.А. Волков успешно развивает прогрессивные идеи о существовании весьма мощной системы древних транзитных рек, а с другой – усиленно реставрирует устаревшие воззрения о существовании грандиозных озерно-морских бассейнов, периодически возникавших в результате распространения подпрудных явлений. При этом он стремится доказать предельную горизонтальность их былых береговых линий на всей территории Западно-Сибирской равнины без всякого учета характера проявлений новейших и современных движений.

В работах Г.И. Лазукова (1962, 1967) приведены интересные новые данные о древних погребенных долинах нижнего течения р.р. Оби, Надьма, Пура и Таза и критически разобраны ошибочные представления многих исследователей о существовании подпрудных бассейнов. В статье М.П. Нагорского (1968) высказаны оригинальные положения к обоснованию стратиграфии четвертичных отложений юго-восточной части Западно-Сибирской равнины с позиций разбора основных этапов формирования древних речных систем.

В своих ранее опубликованных работах (Николаев, 1949, 1963, 1964 и др.) и совместной статье с Е.В. Шумиловой (1962) мы впервые в сибирской практике показали большую роль древних прарек в формировании современного рельефа Западно-Сибирской равнины и описали основные этапы их развития в досамаровское время. В настоящем сообщении наши представления получают дальнейшее развитие в направлении более полного описания геологической эволюции

прарек и современных речных систем и постановки проблемных вопросов комплексного освоения природных ресурсов Западно-Сибирской равнины, которые непосредственно вытекают из результатов проведения многолетних исследований.

С историей зарождения и развития древней и современной гидрогеографической сети Западно-Сибирской равнины тесно связаны все особенности её современной морфологии, определяющие основные пути её народно-хозяйственного освоения. В свете новых данных рельеф величайшей равнины мира в основном был создан не в результате последовательной эволюции реликтовых озер неогена и не в процессе развития весьма обширных подпрудных и морских бассейнов, как об этом многие думали раньше, а в итоге закономерного формирования мощной системы древних прарек и современных речных артерий. Их пространственное расположение в значительной степени было predetermined общим характером проявления новейших движений. На протяжении длительной геологической истории на весьма обширной территории они развивались унаследованно. Неотектонические движения Западно-Сибирской равнины последовательно формируют три ведущие структурные формы. С одной стороны, серию внутренних замкнутых и открытых северных впадин и, с другой — разделяющую их систему положительных структур Обь-Енисейской зоны. В системе внутренних впадин, в свою очередь, обособляются значительные положительные структуры в виде Демьянского свода и Обского выступа (Николаев, 1968).

Отмеченные особенности в характере проявления новейших и современных движений на территории Западно-Сибирской равнины очень ярко отражены в её общей орографии и в конфигурации гидрогеографической сети. Все основные водоразделы бассейнов Енисея и Оби, Оби и Иртыша приурочены к областям тектонических поднятий, в геологическом строении которых принимают участие третичные и меловые образования. В пределах тектонических впадин широко развиты древние и молодые террасовые равнины, сформированные в четвертичное время в результате регионального проявления аллювиальных процессов. На юге равнины к тектоническим впадинам приурочены бессточные озерные бассейны.

Анализ последних картографических материалов явно говорит о том, что Западно-Сибирская равнина сейчас не может быть отне-

сена к группе малопрподнятых и предельно сивелированных территорий. Так, например, в пределах Обь-Тазовского водораздела абсолютные отметки достигают 285 м, а в северной половине Обь-Иртышского междуречья до 160 м. Отметки уреза воды р.р. Оби и Иртыша на территории Ханты-Мансийского Национального округа колеблются в пределах 15-20 м.

Палеогеографические реставрации свидетельствуют о том, что на большей части территории Западно-Сибирской равнины современные долины Оби и Иртыша и их главнейших притоков закономерно приурочены к системе древних прарек. Прареки отличались исключительно большой многоводностью и максимальной активностью в направлении интенсивного размыва нижележащих третичных образований и формирования предельно широких и глубоких речных долин, выполненных мощной толщей аллювиальных образований. Аналогичные процессы при создании современных доли Оби и Иртыша протекали по сравнению с эпохой прарек нижнего антропогена в весьма скромных масштабах и в основном осваивали ранее отработанные морфо-структурные формы.

В результате совмещения древних и современных речных систем в центральных и северных районах Западно-Сибирской равнины аллювиальные образования получили весьма широкое развитие. Кто лично бывал в Сургутском Приобье или в нижнем течении р. Иртыша, тот всегда был поражен сверхграндиозным масштабом речных долин. Колоссальная пойма и не менее значительные области распространения надпойменных террас совершенно сопоставимы с общей территорией разделов. Почти предельная соизмеримость древних и современных террасовых равнин и водоразделов составляет наиболее характерную особенность в геоморфологическом строении центральной зоны равнины и многих районов её северной части.

При анализе любой географической карты ясно видно, что на территории южной части Западно-Сибирской равнины по сравнению с её центральными и северными районами почти совершенно отсутствуют нормально развитые речные системы. Так, например, такие крупные реки, как р. Иртыш и р. Ишим на весьма большом протяжении не имеют ни одного притока. Их сравнительно узкие, относительно неглубокие и несомненно на значительном протяжении более молодые долины мало осложняют равнинный рельеф страны. Во мно-

гих случаях они больше походят не на естественные реки, а на искусственные каналы. Это совершенно справедливое и весьма удачное сравнение было отмечено ещё в ряде опубликованных работ прошлого столетия. На юге равнины общая площадь современных долин по отношению к территории междуречных пространств составляет ничтожный процент.

Указанные особенности в строении гидрографической сети южной части Западно-Сибирской равнины на протяжении всей истории её изучения не находили своего объяснения. В процессе приведенных исследований мы пришли к вполне обоснованному заключению о том, что вышеотмеченная особенность в общей морфологии долин и явилась следствием несовпадения современных речных артерий с системой древних прарек. Мощные прареки здесь были приурочены к заметно пониженным зонам современных водоразделов. Их общая конфигурация может быть восстановлена сейчас лишь по площади распространения ныне погребенных аллювиальных образований. По закономерному расположению реликтовых озер и по некоторым геоморфологическим данным. В частности, на многих участках мощные долины прарек находят свое прямое отражение в современном рельефе.

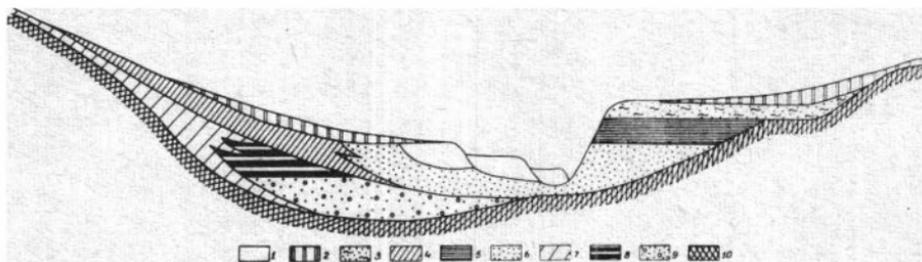
На ограниченной территории южной части Западно-Сибирской равнины отмечаются прямые совпадения древних и молодых речных систем, и тогда в строении их современных долин могут быть отмечены большие аналогии с характером геоморфологических особенностей её центральных районов. В качестве примера можно указать на участок Верхней Оби. На протяжении от г. Бийска и почти до г. Камня она течет в пределах ныне погребенной долины Пра-Оби и повсеместно здесь широко развиты надпойменные террасы и поймы, осадки которых вложены в толщу древних аллювиальных образований.

На основании изучения и обобщения всех исходных фактических данных в сводном разрезе четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины мы выделили ряд стратиграфических горизонтов, в литологическом составе которых ярко отражены основные этапы развития прарек и современных речных систем. Наши представления не отрицают факты наличия подпрудно-озерных осадков в долинах прарек, фациально замещающихся в краевой зоне ледниковых покровов толщей весьма своеобразных и характерных для Западной Сибири

слоистых образований "бассейновой" морены. Их наличие явно свидетельствует о непрерывности стока на север не только по ныне погребенным долинам прарек, но и по временным водотокам, несомненно существовавшим в области смыкания ледниковых покровов. Последнее высказывание может быть подтверждено своеобразием литологического состава водно-ледниковых осадков бассейна р. Пура и наличием фактов большой инфильтрации в настоящее время обской воды при прохождении её через зону развития древних водотоков, территориально приуроченных к правобережной зоне Сургутского Приобья. В силу указанных обстоятельств подпрудные бассейны несомненно имели сравнительно ограниченное распространение и никогда не выходили за пределы долин прарек и не трансгрессировали на междуречные пространства, сложенные толщей третичных образований.

В истории зарождения и развития древних прарек и современных речных систем Западно-Сибирской равнины мы уверенно выделяем в настоящее время четыре основных этапа. Первый – барнаульский – этап охватывает нижний и средний эоплейстоцен, а второй – тобольский – верхний эоплейстоцен и нижний плейстоцен. На протяжении каждого этапа последовательно формировались существенно русловые и пойменно-старичные отложения транзитных прарек и разновозрастные пролювиально-делювиальные образования их склонов и древних водоразделов.

С концом максимального оледенения Алтае-Саянской складчатой области мы связываем начало очень важного периода интенсивного обводнения Западно-Сибирской равнины и формирования речных долин и ложин стока третьего – кулундинского этапа. Его принципиально важная особенность состоит в том, что в это время одновременно с завершением развития гидрографической сети эоплейстоцена и нижнего плейстоцена идет зарождение и формирование всех главнейших элементов современных речных систем. На протяжении всего указанного периода они взаимосвязаны через систему древних ложбин стока. Исключительное своеобразие в пространственной ориентировке эрозионных и аккумулятивных процессов кулундинского этапа было predetermined, как мы увидим ниже, характером проявления неотектонических движений и общей направленностью движения главнейших водных потоков с районов южного и юго-восточного обрамления Западно-Сибирской равнины.



Р и с. I. Схема взаимоотношения аллювиальных, пойменно-старичных и пролювиально-делювиальных отложений барнаульских, тобольских и кулундинских прарек и современных речных долин Западно-Сибирской равнины.

- 1 - аллювиальные отложения надпойменных террас и поймы;
 2 - послекулундинские пролювиально-делювиальные отложения;
 3 - русловые отложения кулундинских прарек; 4 - пролювиально-делювиальные отложения нижнего плейстоцена и верхнего эоплейстоцена; 5 - пойменно-старичные отложения тобольских прарек; 6 - русловые отложения тобольских прарек; 7 - пролювиально-делювиальные отложения среднего и верхнего эоплейстоцена; 8 - пойменно-старичные отложения барнаульских прарек; 9 - русловые отложения барнаульских прарек; 10 - дочетвертичные отложения.

В течение позднего плейстоцена и голоцена на фоне общего подъема Западно-Сибирской равнины и её палеозойского обрамления и ритмического колебания климата в современных долинах Енисея, Оби, Иртыша, Ишима, Тобола, Таза, Пура и Надыма и их главнейших притоков идет формирование двух надпойменных террас и поймы. В отличие от третьего этапа в последнем периоде их формирования повсеместно отмечается полная изолированность морфологического рисунка современной гидрографической сети от ранее существовавшей системы связующих ложбин стока. Происходит окончательное моделирование общего рельефа равнины под прямым влиянием унаследованно развивающихся движений в пределах её центральных и северных районов. Лишь только в степной зоне южной части Западно-Сибирской равнины в области развития озеровидных расширений кулундинских речных систем последовательно формируются бессточные бассейны локальной аккумуляции (оз. Кулундинское, оз. Чаны и др.). Их питание идет за счет гидрографической сети, закономерно приуроченной к общему рисунку деградированных ложбин стока кулундинского периода (рр. Бурла, Кулунда и др.).

Высказанные положения об общих закономерностях формирования древних прарек Западно-Сибирской равнины и современных речных долин мы постарались отразить на относительно простой схеме (рис. I). На ней показаны условия залегания и соотношения их разновозрастных русловых, пойменно-старичных и пролювиально-делювиальных образований. Нижнеэоплейстоценовые отложения на весьма значительной части территории равнины залегают на сильно размытой поверхности третичных и мезозойских образований. В погребенных долинах барнаульских прарек нижний эоплейстоцен представлен 20-30 м существенно русловой толщей серых разнозернистых песков. В области припалеозойского обрамления Западно-Сибирской равнины её осадки обогащены гравием и галькой палеозойских и более древних пород Горного и Рудного Алтая. В районах развития неогеновых равнин Кулунды, Барабы и Ишимской степи русловый аллювий барнаульских прарек содержит в себе значительные прослои и линзы гравия и гальки из перемытых и переотложенных известково-мергелистых конкреций нижнеплиоценовой черлакской свиты. Кроме того, на указанной территории широко распространен также и весьма характерный песчано-гравийный горизонт, залегающий во многих местах в самом основании покровных четвертичных

образований. Его мощность последовательно нарастает при движении в сторону древних долин, с русловым аллювием которых он нередко непосредственно связан через зону развития погребенных пролювиально-делювиальных образований значительной мощности.

Приведенные данные об условиях залегания песчано-гравийного горизонта и его взаимоотношения с русловым аллювием барнаульских прарек явно свидетельствуют о больших масштабах эрозионного размыва. В правобережных разрезах Павлодэр-Тарского Прииртышья и во многих районах бассейна среднего течения р. Ишима, можно наглядно наблюдать последовательное погружение базальных горизонтов нижнего эоплейстоцена от равнинных участков современных водоразделов под осадки надпойменных террас р. Иртыша и р. Ишима. В свете изложенных фактов мы не можем согласиться с представлениями Е.В. Шанцера, Ю.А. Лаврушина, Т.М. Микулиной (1965) и С.А. Архипова (1965) о существовании в это время на территории нашей равнины лишь системы весьма неглубоких речных долин и временных водотоков. По всей вероятности, выводы первых авторов в основном базировались на результатах проведенных исследований в районах центральной части Целинного края, где общий масштаб эрозионного расчленения этого времени по ряду причин проявлялся в менее контрастных формах.

Литология и стратиграфия вышележащих осадков среднего эоплейстоцена отражает развитие пойменных и старичных фаций на заключительной стадии формирования барнаульских прарек. В литологическом отношении они обычно представлены толщей синевато-серых иловатых суглинков и глин. В верхней части разреза описываемые отложения часто замещаются пачкой бурых и темно-серых глин, содержащих линзовидные горизонты погребенной почвы. Вследствие интенсивного проявления процессов последующего размыва, мощность осадков пойменно-старичных фаций барнаульских прарек колеблется в значительных пределах (от нескольких метров до 15-20 м). Лишь на некоторых озеровидных участках древних долин, приуроченных к областям преобладающих отрицательных движений, она возрастает до 30 м.

В пределах пологих склонов древних водоразделов русловые и пойменно-старичные осадки барнаульских прарек фациально замещаются разновозрастными отложениями нижнего и среднего эоплейсто-

цена. Они в основном представлены существенно глинистыми пролювиально-делювиальными образованиями. В литологическом составе явно преобладают буровато-зеленоватые и зеленовато-серые суглинки и глины. Они довольно резко отличаются от подстилающих их третичных осадков не только значительным понижением общего тона окраски, но и полным отсутствием весьма характерных текстурных особенностей, на основании которых более яркие осадки неогена всегда могут быть уверенно выделены при описании того или иного разреза. Кроме того, при ближайшем сравнении третичных отложений с пролювиально-делювиальными образованиями нижнего и среднего эоплейстоцена легко заметить, что последние не содержат в себе многочисленных и своеобразных включений в форме известково-мергелистых конкреций, больших гипсовых стяжений и марганцовых "картычин". Они часто присутствуют в пролювиально-делювиальных образованиях нижнего и среднего эоплейстоцена, но всегда несут на себе совершенно ясные следы переотложения. В предгорных районах Алтая интересующие нас отложения содержат щебенку и дресву палеозойских и более древних пород.

Из всех районов Западно-Сибирской равнины наиболее мощные горизонты пролювиально-делювиальных образований нижнего и среднего эоплейстоцена широко распространены только в пределах Бийско-Барнаульской впадины и в Приобской зоне Кулундинской степи и Барабы. В настоящее время многие исследователи (Архипов, 1965, 1968, М.В. Городецкая, 1964, Ю.А. Мещеряков, 1965 и др.) стремятся объяснить приведенные факты с позиций реставрации мощной системы озерных бассейнов, в которых проходила аккумуляция глинистых осадков в условиях устойчивого прогибания и последующего формирования положительных форм современного рельефа в процессе инверсии. Мы придерживаемся старых воззрений (Ильин, 1937, Кучин, 1937, Петров, 1948 и др.) и считаем, что широкое развитие мощной толщи пролювиально-делювиальных образований в районах Верхней Оби было предопределено историей геологического развития данного региона. На протяжении всего раннего эоплейстоцена она проходила под непосредственным влиянием близлежащих положительных структур Колывань-Томской дуги, Салаирского кряжа и Горного Алтая. В условиях весьма энергичного врезания и расширения мощных долин барнаульских прарек здесь несомненно возрас-

тала роль пролювиально-делювиальных процессов благодаря непрерывному поступлению обильного исходного материала со всей территории юго-восточного обрамления Западно-Сибирской равнины.

В эпоху верхнего эоплейстоцена отложения барнаульских прарек подверглись значительному размыву. Второй этап формирования тобольской системы древних долин, в отличие от предшествовавшего периода, проходил под контролем значительного развития процессов бокового размыва. В результате их активного проявления были сформированы весьма широкие долины тобольских прарек. Во многих разрезах часто наблюдается непосредственное залегание их русловых осадков на толще барнаульских аллювиальных образований. По этой причине в начале тридцатых годов многие исследователи (Громов, 1934, Дементьев, 1936, Нагорский, 1941 и др.) и мы в том числе временами ошибочно объединяли разновозрастные отложения в один доледниковый горизонт "диагональных песков". В те годы вполне естественно в руках геологов ещё не было необходимых материалов для обоснования более древних стратиграфических подразделений. Они появились лишь в самое последнее время, и поэтому многие исследователи и сейчас продолжают объединять разновозрастные аллювиальные образования досамаровской серии в один стратиграфический горизонт даже в районах классических разрезов Тобольского Прииртышья (Архипов, Худяков, 1961, Волкова, 1966, Заррина, Каплянская, Краснов и др., 1961, Каплянская, Тарноградский, 1967 и др.).

По материалам проведенных исследований сводный разрез аллювиально-русловых отложений тобольских прарек может быть представлен в следующем виде (сверху вниз):

1) мелкозернистые светло-серые и серовато-желтые, преимущественно тонкослоистые пески и супеси;

2) диагональнослоистые серовато-белые и желтовато-серые среднезернистые и крупнозернистые пески с прослоями гравия и линзами намытой древесины.

Максимальная видимая мощность тобольских песков достигает 20-25 м. В их основании на границе с нижележащими отложениями почти всюду прослеживается незначительный горизонт мелкого галечника. Лишь в бассейне нижнего течения р. Томи его мощность последовательно нарастает и в районах равнинной части северного

Кузбасса достигает 3-5 м. В нижней части аллювиальных толщ верхнего эоплейстоцена в бассейне среднего течения рр. Оби и Иртыша наблюдаются многочисленные линзы до 0,5 м мощности, состоящие из перемытых и переотложенных кусков древесины, среди которых изредка попадаются хорошо сохранившиеся шишки сосны и ели. Тобольские пески, кроме того, нередко содержат гальку различного петрографического состава. Отложения нижней части верхнего эоплейстоцена весьма постепенно переходят в вышележащие мелкозернистые пески и супеси. Они имеют более тонкий механический состав и более спокойную в основном горизонтальную и слабоволнистую слоистость. Кроме того, в них, за редким исключением, отсутствуют линзы намытой древесины и прослойки мелкой гальки.

Аллювиально-русловые отложения тобольских прарек перекрываются толщей иловатых отложений, отражающих широкое развитие пойменных и старичных фаций на заключительной стадии их формирования. Эти отложения были нами выделены и описаны под наименованием осадков курундайской свиты (Николаев, 1963) и, на основании нахождения в них казарской фауны, отнесены к нижнему плейстоцену. Её отложения содержат богатый беловский комплекс пресноводных и наземных моллюсков, видовой состав которых отражает первый этап массового появления современной фауны.

На территории предалтайской части Западно-Сибирской низменности, Новосибирского и Барнаульского Приобья и в областях развития древних водоразделов её центральной зоны, непосредственно контактирующих с весьма широкими долинами тобольских прарек, аллювиальные и пойменно-старичные отложения верхнего эоплейстоцена и нижнего плейстоцена фациально замещаются толщей одновозрастных субаэральных образований. В основном они представлены свитой лессовидных суглинков. Во многих разрезах в них наблюдаются прослойки погребенных почв степного типа. В общей окраске субаэральных осадков преобладает палевый цвет. Довольно часто нижняя часть коричневатопалевых суглинков имеет весьма характерный зеленоватый оттенок.

С завершением максимального оледенения Алтае-Саянской горной страны связан очень важный период интенсивного обводнения Западно-Сибирской равнины, который мы относим к третьему этапу развития её древних прарек и современных речных систем. В силу основного притока водных масс с районов юго-восточного и южного

обрамления Западно-Сибирской равнины, большой агградации тобольских прарек и значительных положительных движений в области погребенных структур Обского и Енисейского выступов возникли особые условия для кратковременного развития весьма своеобразной гидрографической сети. В её общем рисунке одновременно были отражены определенные элементы пространственного расположения тобольских прарек и современных речных систем и их связующие звенья в форме всем известных ложбин стока Чулымо-Енисейской впадины и Приобского плато.

Наиболее широко осадки быстрых, полноводных, но относительно кратковременных потоков этого периода сейчас развиты на территории правобережной зоны Павлодар-Семипалатинского Прииртышья и Кулундинской степи. Не в меньшей степени они распространены и в долинах ложбин стока и в областях развития наиболее высоких террас современной речной сети.

Кулундинский этап развития прарек и современных речных артерий прекрасно отражен не только в своеобразном литологическом составе аллювиальных осадков, но и в морфологии соответствующих форм рельефа. Его эрозионные уступы, ложбины стока, широкие относительно плоские долины, их озеровидные расширения и береговые валы отчетливо прослежены многими исследователями в Ишимской степи, Барабе и Кулунде (Покрасс, Базилевич, 1954, Занин, 1958, Волков, 1964 и др.). Подавляющее большинство геологов и геоморфологов совершенно правильно относит их формирование к кулундинскому периоду полноводных и быстрых потоков, а не к эпохе развития максимального бессточного подпрудного бассейна или озера-моря, как об этом утверждает в своих многочисленных работах И.А. Волков (1962, 1964 и др.).

Выводы И.А. Волкова построены на рассмотрении участков локального распространения древних береговых валов в пределах развития неогеновых равнин Ишим-Иртышского и Тобол-Ишимского водоразделов. При этом он подчеркивает, что указанные формы рельефа им строго прослежены только по линии 126 м горизонтали. При условии справедливости выводов И.А. Волкова водами максимального подпрудного бассейна были бы затоплены очень многие районы южной части Западно-Сибирской равнины и, в частности, центральные зоны Барабинской степи и Кулунды, где за последние годы более

детальных исследований никто и никогда не отмечал развитие осадков подпрудных бассейнов. Мы сожалеем о том, что при проведении весьма интересных, но высоко ответственных палеогеографических реставраций И.А. Волков в основном исходил из материалов личных исследований в районах Ишимской степи и не рассмотрел вполне объективные данные по интересующему нас вопросу, приведенные в работах Е.П. Покрасс, Н.И. Базилевич (1954), Г.В. Занина (1958) и многих других авторов.

Широкий региональный анализ пространственного расположения эрозионных уступов, береговых валов и других форм рельефа явно свидетельствует о том, что они были сформированы в результате эрозионной и аккумулятивной деятельности мощных потоков кулундинского периода. Их площадное распространение приурочено в системе древних долин и их озеровидных расширений, занимающих пониженную зону южной части Обь-Иртышского междуречья и почти равноценную ей область развития молодых террасовых равнин Тарско-Тобольского Прииртышья и прилегающие к ним заметно сниженные участки северной половины Ишимской степи.

К числу наиболее характерных особенностей пространственного распространения кулундинских речных систем следует отнести повсеместное залегание их аллювиальных осадков и соответствующие им эрозионно-аккумулятивные формы рельефа на повышенных участках современных водоразделов и долин. Никогда в истории водных артерий Западно-Сибирской равнины аллювиальные процессы не проходили на таком высоком эрозионном срезе и не оставляли свои весьма яркие следы активной деятельности в форме отчетливо выраженных ложбин стока в пределах Обь-Енисейского и Обь-Иртышского междуречий. Не выявив указанные особенности, И.А. Волков отнес образование характерных элементов рельефа кулундинского периода к эпохе развития максимального подпрудного озера-моря. Между тем совершенно ясно, что если бы даже созданные им эрозионно-аккумулятивные формы и были бы сформированы, то они бы никогда не сохранились сейчас в том типовом региональном геоморфологическом проявлении, о котором так много было сказано в ранее упомянутых работах. Они несомненно были бы полностью уничтожены или существенно переработаны аллювиальными процессами кулундинского этапа и вряд ли бы сохранились в своем первозданном виде до наших дней.

На большой территории Западно-Сибирской равнины в период развития кулундинских речных систем аккумуляровалась 10-15 м толща разнородных, в южных районах гравелистых, косослоистых и линзовиднослоистых песков. В опубликованных работах (Зальцман, 1957, Мартынов, 1957 и др.) она широко известна под наименованием осадков кулундинской свиты. Обычно её мощность значительно преувеличена за счет ошибочного включения в её состав аллювиальных отложений тобольских, а в некоторых случаях и барнаульских прарек (Николаев, 1968). На территории южных районов Западно-Сибирской равнины своеобразие литологического состава кулундинского аллювия подчеркнуто повсеместным присутствием тонких линзовидных прослоев мелкого хорошо окатанного гравия. Не менее важное стратиграфическое значение имеют и факты регионального залегания описываемых отложений на более древних сильно кривотурбированных осадках антропогена и неогена. Особенно значительны морозобойные клинья отмечаются в обнаженных разрезах глинистых отложений нижнеплиоценовой черлакской свиты. Не менее значительны они и в области площадного распространения более древних четвертичных образований Нижнего Иртыша и Средней Оби. В районах развития ледниковых отложений самаровского оледенения в литологическом составе кулундинского аллювия отмечается присутствие перетолщенного материала за счет размыва третичных отложений значительной мощности.

Кулундинский этап в истории развития прарек и современных речных систем Западно-Сибирской равнины имеет особо важное значение не только в познании стратиграфических и палеогеографических вопросов, но и в решении первоочередных задач прикладной геологии. Он одновременно отражает в себе последние этапы развития гидрографической сети эоплейстоцена и основные контуры зарождения современных речных долин. Вместе с этим он характеризуется отчетливо геоморфологически выраженными элементами их тесной взаимосвязи по системе мощных ложбин стока Кулундинско-Барабинского Приобья и Чулымо-Енисейской впадины. Реконструкция кулундинского этапа в истории развития прарек и современных речных долин открывает безграничные возможности практической реализации важнейшей проблемы переброски обских и енисейских вод с целью обводнения засушливых районов Казахстана и Средней

Азии в комплексе с осушением Западно-Сибирской равнины. Древние ложбины стока Обь-Иртышского и Обь-Енисейского водоразделов могут стать основным объектом внимания при проектировании необходимых гидротехнических сооружений.

С поздним плейстоценом и голоценом связана интенсивная разработка всех современных долин Западно-Сибирской равнины. За указанный период в результате направленного развития неотектонических движений и ритмического изменения климатической обстановки в долинах Оби, Иртыша, Енисея, Надыма, Пура и Таза и их притоков идет формирование двух надпойменных террас и поймы. Эрозионно-аккумулятивные процессы при этом на всех главнейших водных артериях равнины протекали практически одновременно. На Оби и на Енисее, на Иртыше и Ишме мы всюду наблюдаем их двухрусное строение. Не менее однотипны они также и в геоморфологическом отношении. В пределах всех современных долин Западно-Сибирской равнины высота II надпойменной террасы в среднем варьирует в пределах 18-22 м. Её цоколь большей частью выступает над меженным уровнем реки на высоте I-1,5 м. Цоколь более низкой I0-I2 м террасы, как правило, залегает ниже уреза воды современных рек. Аналогичная картина в положении цоколя наблюдается также и в строении поймы.

В отличие от более древних геоморфологических элементов современных долин равнины, пойменная терраса всюду представлена в форме её двух модификаций. Всюду в речных системах Западно-Сибирской равнины широко развита древняя и молодая пойменная терраса. Они существенно отличаются друг от друга. Древняя 6-8м пойма сложена в основном глинистыми и суглинистыми образованиями с характерными горизонтами погребенных почв и линзовидными прослоями торфяников. В строении 3-4 м молодой поймы явно преобладают супеси и пески. Исключение в этом отношении представляет лишь долина нижнего течения р. Енисея. Вследствие резкого изменения гидрологических условий здесь наблюдаются очень большие весенние паводки и пойма часто имеет более повышенные отметки.

В основу познания главнейших этапов развития прарек и современных долин Западно-Сибирской равнины мы положили результаты своих многолетних исследований в области изучения видового сос-

тава малакофауны (Николаев, 1938, 1949, 1963, 1964, 1967). Главнейшие рубежи стратиграфических подразделений их разновозрастных и разнофациальных образований охарактеризованы представительными комплексами руководящих форм пресноводной и наземной фауны. Описанные нами комплексы четвертичных моллюсков хорошо согласуются с основными положениями стратиграфической схемы В.И. Громова (1948), построенной на базе детального изучения ископаемых млекопитающих. Вместе с этим они в равной степени хорошо сопоставляются и с комплексами семенных флор П.А. Никитина (1938, 1939, 1940). Многосторонний подход к определению стратиграфических выводов несомненно способствовал вполне объективной оценке возрастных датировок главнейших этапов развития прарек и современных долин Западно-Сибирской равнины.

В итоге проведения тематических исследований по истории развития рельефа Западно-Сибирской равнины мы пришли к определенному заключению о том, что практические и теоретические выводы нашей работы могут быть сформулированы в постановке весьма важной народно-хозяйственной проблемы – проблемы детального изучения её великих прарек. Поставленная задача объединяет в себе проведение важнейших мероприятий по освоению природных богатств большого региона нашей страны и к коренному улучшению и преобразованию его физико-географических условий. В теоретическом отношении эта проблема успешно развивает новое научное направление в области изучения древних речных систем (палеопотамология), возникшее на грани геологических и геофизических наук.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Адаменко О.М. Стратиграфия досамаровских отложений четвертичной системы в северо-западных предгорьях Рудного Алтая. Четвертичный период Сибири, Изд-во, 1966.
- Архипов С.А. Четвертичный период Западной Сибири. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени доктора геол.-мин. наук, Новосибирск, 1968.
- Архипов С.А. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в антропогенном периоде. Основные проблемы изучения четвертичного периода СССР, изд-во "Наука", 1965.

- Архипов С.А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения р. Енисея. Тр. Геологического ин-та АН СССР, вып. 30, 1960.
- Архипов С.А., Худяков Г.Н. Об основных принципах расчленения и корреляции антропогенных отложений Тобольского Прииртышья и Белогорского "материка" на р. Оби. Решение и труды Межв. совещ. по дораб. и уточн. стратигр. схем Зап.-Сиб. низ-ти, 1961
- Волкова В.С. Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Изд-во "Наука", Новосибирск, 1966.
- Волков И.А. О древних ложбинах стока Ишим-Тобольского междуречья Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 25, 1964.
- Волков И.А. К истории речных долин юга Западно-Сибирской низменности. Тр. ин-та геоло. и геофиз. СО АН СССР, вып. 27, 1962.
- Волков И.А., Волкова В.С. Фазы обводнения внеледниковой полосы Западно-Сибирской низменности. Основные пробл. четвертичного периода СССР, изд-во "Наука" 1965.
- Высоцкий Н.К. Очерк третичных и послетретичных образований Зап. Сибири. Геол. исслед. и разв. работы по линии Сиб. ж.д., вып. У, 1896.
- Герасимов И.П. Основные вопросы геоморфологии и палеогеографии Западно-Сибирской низменности. Изв. Академии наук СССР, сер. географ. и геофиз., № 5, 1940.
- Герасимов И.П. К истории развития рельефа Обь-Иртышской равнины. Исследования подземных вод СССР, вып. У, 1934.
- Герасимов И.П. О рельефе и соляных озерах Кулундинской степи. Труды СОПС Ак. Наук, сер. Сибирская, в. 8, 1932.
- Городецкая М.Е. Морфоструктура и возраст рельефа равнин юга Западной Сибири. Изв. АН СССР, сер. геогр. № 3, 1964.
- Громов В.Н. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 64, геол. серия, № 17, 1948.

- Громов В.Н. Материалы по изучению четвертичных отложений в бассейне среднего течения р. Оби. Труды Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, т. Ш, в. 2, 1934.
- Дементьев В.А. Геоморфологический очерк долины р. Назыма и прилегающей части долины р. Оби. Изв. ВГО, т. 68, в. 4, 1936.
- Загорская Н.Г., Яшина З.Н., Слободин В.Я., Левина Ф.М., Белевич А.М. Морские неоген (?) – четвертичные отложения нижнего течения р. Енисея. Тр. ин-та геологии Арктики, т.144, 1965.
- Зальцман Н.Г. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Кулундинской степи. Автореф. диссерт. на соиск. уч.степени кандидата геол.-мин. наук, Новосибирск, 1965.
- Зальцман И.Г. Стратиграфическая схема третичных отложений южной части Зап.Сиб.низменности. Тр. Межвед.сов. по разработке унифицир.стратигр.схем Сибири. Ленинград, 1957.
- Занин Г.В. Геоморфология Алтайского края. Природн. районирован. Алтайского края, АН СССР, 1958.
- Заррина Е.П., Каплянская Ф.А., Краснов И.И., Миханков Ю.М., Тарноградский В.Д. Перигляциальная формация Западно-Сибирской низменности. Материалы по четв. геол. и геоморф. СССР, в. 4, ВСЕГЕИ, 1961.
- Ильин Р.С. О происхождении лёссов Бийской лесостепи. Почвовед. № 4, 1937.
- Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Стратиграфия плейстоценовых отложений низовий рек Иртыша и Тобола. Матер. по четверт. геологии и геоморфологии. Тр. ВСЕГЕИ, нов.сер., т.145, 1967.
- Кузин И.Л., Чочиа Н.Г. Самаровский и юганский "ледниковые оторженцы" Западной Сибири. Четвертичный период Сибири. изд-во "Наука", 1966.
- Кузин И.Л., Чочиа Н.Г. Проблемы оледенений Западно-Сибирской низменности. Основные проблемы изучения четвертичного периода СССР, изд-во "Наука", 1965.
- Кучин М.И. Подземные воды Обь-Иртышского бассейна. Справочник по вод.ресур. СССР, т. XV, ч. I, Гидрометеиздат, 1937.

- Лазуков Г.И. Антропоген северной половины Западной Сибири. Автореф. диссерт. на соиск. уч. ст. доктора географических наук, Москва, 1967.
- Лазуков Г.И. Древние погребенные равнины на севере Зап.Сибири. Вестн. МГУ, сер. 5, География, № 5, 1962.
- Линдгольм В.А. Состояние изученности пресноводных и наземных моллюсков, найденных в четвертичных отложениях СССР. Тр. П конфер. Междунар. Ассос. по изучению четвертичного периода Европы, в. Ш, 1933.
- Мартынов В.А., Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности. Четвертичный период Сибири, Изд-во "Наука", 1966.
- Мартынов В.А. Верхнеплиоценовые и четвертичные (антропогеновые) отложения южной части Зап.Сиб.низ-ти. Автореф.дисс. на соиск.уч. степени кандидата геол.-мин.наук,Новосибирск,1965.
- Мартынов В.А. О нижней границе четвертичной системы южной части Зап.Сиб.низ-ти. Матер. по регион.геологии Сибири, Труды СНИИГГМС, в. 24, 1962.
- Мартынов В.А. Стратиграфическая схема четвертичных отложений южной части Зап.Сиб.низменности.Труды Межвед.совещ. по разработке унифици. стратигр. схем Сибири, 1956 г. Гостоптехиздат 1957.
- Мартынов В.А., Мизеров Б.В., Стрелков С.А. Стратиграфия четвертичных (антропогеновых) отложений Западной Сибири. Булл. комисс. по изуч. четверт. периода, № 29, 1964.
- Мещеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. Из-во "Наука", 1965.
- Миддендорф А.Ф. Бараба. Прил. к XIX т.- Зап.Сиб.Изд.АН,№ 2,1871.
- Москвитин А.И. Опыт применения единой стратиграфической схемы к четвертичным отложениям Зап.Сибири. Труды ГИН АН СССР, в. 26, 1960.
- Нагорский М.П. К стратиграфии четвертичных отложений юго-востока Зап.Сиб.низменности. Матер. по геол.и полезн. ископаемым. Новосибирской области, 1968.

- Нагорский М.П. Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений кайнозоя Обь-Чумышской впадины. Матер. по геол. Зап. Сибири, № 13. Томск, 1941.
- Никитин В.П. Первая находка верхнеплиоценовой семенной флоры в Зап. Сибири. Решения и Труды Межвед. совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Зап. Сиб. низменности. Гостоптехиздат, 1961.
- Никитин П.А. Четвертичные семенные флоры берегов Оби. Матер. по геол. Зап. Сибири. Изд-во ЗСГУ, № 12, Томск, 1940.
- Никитин П.А. Четвертичные семенные флоры с низовьев Иртыша. Тр. биол. ин-та, т. У. Томск, 1938.
- Никитин П.А. Коссожские флоры Западной Сибири. Тр. биологического ин-та, т. I, г. Томск, 1935.
- Николаев В.А. Тектоника мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Кайнозой. Зап. Сибири, из-во "Наука", Новосибирск 1968.
- Николаев В.А. Геолого-геоморфологические условия Кулундинской степи в связи с проблемой её орошения. Кайнозой Зап. Сибири. Из-во "Наука", Новосибирск, 1968.
- Николаев В.А. Эоплейстоценовые моллюски Западно-Сибирской низменности и их стратиграфическое значение. Матер. к обоснов. стратиграф. схемы четвертич. отложений Зап. Сиб. низ-ти. Новосибирск, 1967.
- Николаев В.А. Руководящие четвертичные моллюски Западно-Сибирской низменности. Труды ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, в. 4/4, 1964.
- Николаев В.А. Геология и геоморфология Западно-Сибирской низменности. Автореферат монографии. Новосибирск, 1963.
- Николаев В.А. Мезо-кайнозой Западно-Сибирской низменности. Автореферат монографии, Новосибирск, 1949.
- Николаев В.А. Некоторые данные о фауне унионид Западно-Сибирской низменности. Вестн. ЗСГУ, № I, Томск, 1938.
- Николаев В.А., Шумилова Е.В. Четвертичные прареки Западно-Сибирской низ-ти. Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, в. 27, 1962.

- Петров Б.Ф. О лессе Алтая. Бюлл. ком. по изуч. четвертичного периода, № II, 1948.
- Покрасс Е.П., Базилевич Н.И. Основные черты геоморфологии и элементы геологии Барабинской низменности. Тр. Почв.ин-та, т. 42, 1954.
- Попов А.И. Некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода в Зап.Сибири. Вопросы географии, сб.12, 1949.
- Поспелова Г.А., Зудин А.Н. О расчленении плиоцен-четвертичных отложений Приобского степного плато. Геология и геофизика, № 6, 1967.
- Православлев П.А. Приобье Кулундинской степи. Матер. по геол. Зап. Сибири, вып. 6, Томск, 1933.
- Ряпина В.Е. О генезисе и стратиграфии четвертичных толщ степного плато верхнего Приобья. Бюлл. Комиссии по изуч. четвер. периода АН СССР, № 27, 1962.
- Стрелков С.А., Сакс В.Н., Архипов С.А., Волкова В.С. Проблема четвертичных оледенений Сибири. Основные проблемы изучения четвертичного периода СССР, Изд-во "Наука", 1965.
- Танфильев Г.И. Бараба и Кулундинская степь в пределах Алтайского округа. Тр. геол. части каб., т. У, в. 2, 1902.
- Шанцер Е.В., Лаврушин Ю.А., Микулина Т.М. Бетекейские слои Северного Казахстана и их вероятные аналоги. Изв. АН СССР, сер. геол. № 7, 1965.
- Щукина Е.Н. Закономерность размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая. Труды ГИН АН СССР, вып. 26, 1960.

ТОБОЛЬСКИЕ ПРАРЕКИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Выдающийся советский геолог-четвертичник В.И. Громов заложил основы биостратиграфии аллювиальных толщ великих сибирских рек Иртыша, Оби, Енисея. Его блестящие исследования (1934, 1940, 1948 и др.) послужили началом разработки интереснейшей проблемы сибирского антропогена – проблемы западно-сибирских прарек.

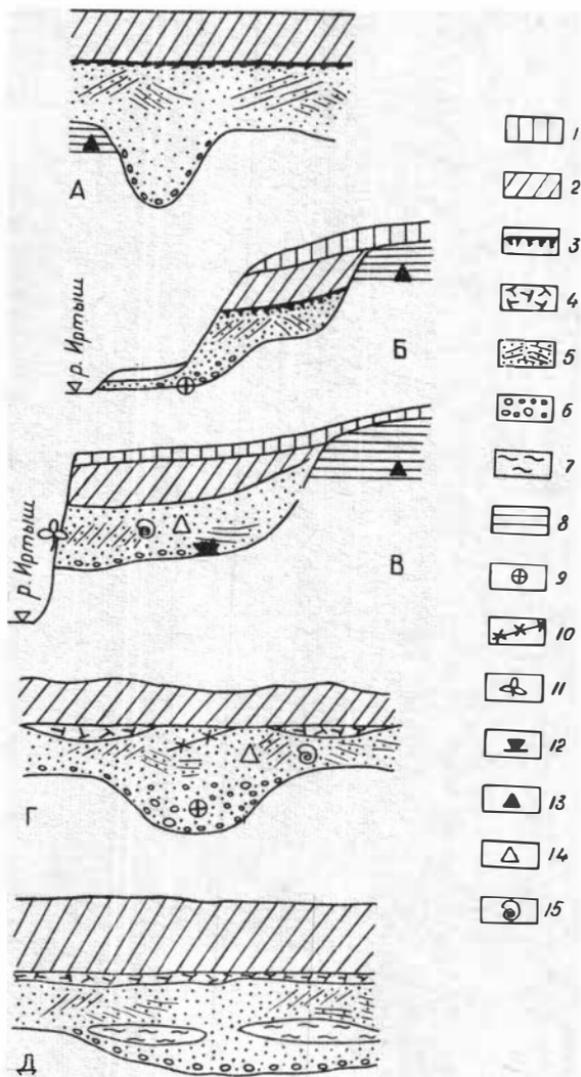
Отложения прарек представлены своеобразной толщей, получившей от В.Н. Сукачева название "диагональных песков". Они распространены вдоль крупных речных долин Западно-Сибирской низменности, поэтому уже давно оказались в поле зрения геологов. В последнее двадцатилетие в процессе геолого-съёмочных работ отложения прарек были обнаружены на Томи, Енисее, Чулыме, Кети, Вахе, Васюгане и других реках.

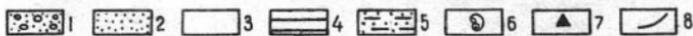
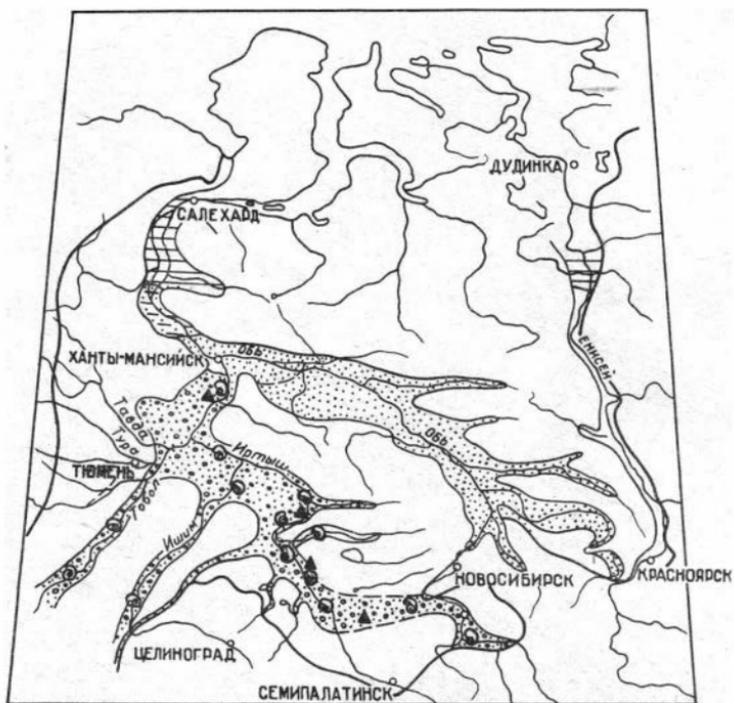
В начальный период изучения западно-сибирского квартера диагональные пески и, так называемые, "сизые суглинки" рассматривались в качестве самых древних четвертичных отложений. Этому в немалой степени способствовало их залегание на размытой поверхности олигоценовых пород в стратотипических районах Тобольского Прииртышья и Нарымского Приобья. Поэтому постепенно укрепилось мнение о длительном перерыве в осадконакоплении в течение всего плиоцена. Это предположение сыграло в дальнейшем заметную роль в формировании представлений по стратиграфии четвертичной системы юга Западно-Сибирской низменности. Долгое время все песчаные слои, встречаемые в основании четвертичной толщи так или иначе сопоставлялись с диагональными песками. Эти представления последовательно развивал в 1949–1962 г.г. В.А.Николаев. Он объединил в скородумовскую свиту древнеаллювиальные отложения асиновских слоев (Хахлов, Рагозин, 1949), барнаульской (Нагорский, 1941), кулундинской, чановской и федосовской свит (Мартынов, 1957, 1961, 1962, 1966). Скородумовская свита датировалась эоплейстоценом, т.е. традиционно считалась сложенной древнейшими антропогеновыми осадками. Формирование скородумовской аллювиальной свиты связывалось с деятельностью великих четвертичных прарек (Николаев, Шумилова, 1962).

Проблема прарек имеет принципиальное значение для правильного понимания ранних этапов антропогенной истории Западной Сибири. Поэтому особенно важно рассмотреть два кардинальных вопроса: о возрастных границах толщи осадков прарек (диагональных песков и сизых суглинков) и о соотношении тобольского аллювия с аллювиальными слоями, входящими в состав кочковской, краснодубровской, федосовской свит.

В стратотипическом Нижнеиртышском регионе осадки Прииртыша выделены в тобольскую свиту. Её отложения в разрезах Тобольского материка неоднократно описывались многими геологами (Сукачев, 1910, 1932, 1933, 1935; Ильин, 1936; Хахлов, 1956; Архипов, Худяков, 1961; Волкова, 1962, 1965, Волкова, Панова, 1964; Тарноградский, 1962; Каплянская, Тарноградский, 1966; Заррина и др., 1962 и т.д.). Отложения рассматриваемой свиты залегают в основном в четвертичной толще, на третичных породах и перекрываются толщей перигляциальных осадков максимального оледенения.

Тобольская аллювиальная толща выстилает огромную долину. В Тарском Прииртышье ложе тобольской долины располагается гипсометрически ниже (на 20–30 м) подошвы водораздельной толщи преимущественно глинистых, озерных отложений, относимых к кочковской (смирновской) и федосовской свитам. Отложения этих свит, по данным геолого-эсмочных работ И.П. Васильева, А.И. Шербы и др. (Васильев, 1968), а также палеокарпологических (Никитин, 1965) и микрофаунистических (Казьмина, 1968) исследований, распространены на широкой площади Иртыш–Омь–Тарского и Иртыш–Ишимского междуречий. Кочковская свита залегают на олигоцене и неогене (бещеульской, абросимовской, павлодарской свитах). Её подошва фиксируется на отметках не ниже 90–100 м. Так, например, в обнажении правого берега Иртыша у д. Качесовой на 40–45 м цоколе третичных пород (отметки 100–105 м) залегают галечники, пески и глины, отнесенные В.А. Николаевым (1964) к селетинской свите (поздний плиоцен). Здесь же, а также на Иртыш–Тарском водоразделе с отметками 120–135 м, в скважинах была вскрыта толща глин (до 20 м), в которых Т.А. Казьмина (1968) обнаружила комплекс остракод, характерный для кочковской свиты. Эти же остракоды были найдены ею в аналогичных глинах и на левобережье Иртыша, в пределах Иртыш–Ишимского междуречья, где аналоги кочковской свиты также залегают на отметках не ниже 90–110 м.





ПОДПИСИ К РИСУНКАМ

- Р и с. 1. Типы разрезов тобольской свиты. Иртыш: А - у д. Надца,
Б - у д. Красноярка, В - у д.д. Карташово-Качесово;
Г - у д. Татарская. Обь: Д - у д. Кривошеино.
1. Покровные позднеплейстоценовые отложения.
2 - Перигляциальные осадки максимального оледенения.

Отложения тобольской свиты:

- 3 - Погребенные почвы.
 - 4 - Т о р ф
 - 5 - Пески "диагональные", косослоистые.
 6. - Галечники.
 - 7 - "Сизые" суглинки
 - 8 - Глина позднего плиоцена (кочковская свита)
 - 9 - Местонахождение древнего овцебыка у д. Красноярки (Б) и древней лошади у д. Татарское (Г).
 - 10 - Тоже сингильской фауны (Г).
 - 11 - Тоже семенной флоры.
 - 12 - Тоже мелких млекопитающих, грызунов.
 - 13 - Тоже комплекса остракод, характерного для кочковской свиты.
 - 14 - Тоже "цитериссового" комплекса остракод.
 - 15 - Тоже массовых скоплений раковин корбикул.
- Р и с. 2. Система тобольских прарек.

- 1 - Бассейн пра-Иртыша - "Верхней" Оби.
- 2.- Бассейн "Средней" Оби, пра-Томи, пра-Чулым, пра-Кети и др. рек.
- 3 - Бассейн пра-Енисея.
- 4 - Морские заливы
- 5 - Эстуарии, губы.
- 6 - Места находок раковин корбикул.
- 7 - Тоже "цитериссового" комплекса остракод.
- 8 - Граница Западно-Сибирской низменности.

Ложе тобольского аллювия у д. Карташово, в устье р. Тары и т.д. располагается на отметках не выше 75–80 м и закономерно снижается к устью р. Ишима до 60–50 м. Древний аллювий залегает на олигоценовых породах, с глубоким размывом выполняя широкую погребенную долину.

С отложениями тобольской свиты связаны находки остатков млекопитающих как тираспольского комплекса: *Archidiskodon vasti* M. Pavl. и *Alces latifrons* Jons (Введенский, 1933; Громов, 1934; Лидер, 1965; Капиани, — устное сообщение), так и сингильской фауны млекопитающих. Последние принадлежат остаткам антиквоидного слона и сингильской лошади, обнаруженных в разрезе правого берега Иртыша у д. Татарское, севернее г. Павлодара (Вангенгейм, Зажигин, 1965). Тобольский аллювий с раковинами корбикул ложится здесь на неогеновые породы и перекрывается осадками или кулундинской свиты, или надпойменных террас Иртыша. Все эти находки свидетельствуют о том, что тобольская свита имеет не только миндель-рисский (начало среднего плейстоцена) возраст. Её нижняя граница должна быть опущена в верхи раннего плейстоцена, вероятно, в поздний миндель.

Днища тобольских долин осложнены многочисленными промоинами, рытвинами и депрессиями. Последние являются наиболее переуглубленными участками не только тобольских, но и вообще древних речных долин. Обычно эти переуглубления заполнены галечниками или разнозернистыми, гравелистыми косослоистыми песками. Одна из таких эрозионных ложбин вскрыта в цоколе 15-метровой надпойменной террасы Иртыша у д. Красноярки, выше устья Ишима (рис. 1). Ложе тобольского аллювия находится здесь на отметке около 48 м, а за пределами этой ложбины, вдоль правого берега Иртыша между дд. Казаковка и Колтырма на высотах в 50–60 м. Этот переуглубленный участок тобольской долины выполнен галечниками в которых Р.А. Зинова нашла череп *Præovibos* sp. По мнению Э.А. Вангенгейм, эта находка позволяет датировать вмещающие породы второй половиной раннего плейстоцена (Вангенгейм, Зажигин, 1965). В обнажении около д. Татарское эрозионная ложбина, выполненная галечниками, перекрыта тобольскими осадками с раковинами корбикул и остатками сингильских млекопитающих. В галечниках нами были найдены остатки нижнего коренного зуба *Equus* sp. с архаическими признаками. По мнению Э.А. Вангенгейм, эта находка

принадлежит дохазарской форме лошади и может датировать галечники концом раннего - началом среднего плейстоцена.

Аналогичные эрозионные переуглубления, глубиной до 15-25м, наблюдаются в обнажении Надцовского яра, расположенного на правом берегу Иртыша, севернее Тобольска. Они вырезаны в толще позднеолигоценовых пород, поверх которых сохранились осадки позднего плиоцена, в которых Т.А. Казьмина установила присутствие комплекса остракод, характерных для кочковской свиты. Это следующие основные виды: *Ilyocypris cf. bella* Scharapova, *Eucypris cf. fascosa* Schneider, *Limnocythere aff. scharapovae* Schweyer, *L. grinfeldi* Iepin, *L. ornata* Mandelst et. Kazn.

Все сказанное выше позволяет датировать время образования эрозионных врезов в наиболее переуглубленных частях тобольской долины, второй (миндельский) половиной раннего плейстоцена, а время заложения тобольской долины относить к послекочковскому и послефедосовскому времени.

В состав тобольской свиты входят, так называемые, сизые суглинки. В тридцатых годах В.Н. Сукачев этим термином именовал все породы, обнажающиеся в цоколе Тобольского материка, непосредственно подстилающие толщу диагональных песков. В его представлении "сизые суглинки" образовали единый горизонт. Сначала он датировал их плиоценом (1932), затем сопоставлял со временем миндельского оледенения (1933). Наконец, в 1935 г. он писал: "по р. Иртышу между Тобольском и Самарово не все нижние слои по образованию синхроничны между собой, будучи в одних случаях третичными, а в других - четвертичными, одновременными с ледниками" (1935, стр. 180).

В состав тобольской свиты входят, так называемые, сизые суглинки. В тридцатых годах В.Н. Сукачев этим термином именовал все породы, обнажающиеся в цоколе Тобольского материка, непосредственно подстилающие толщу диагональных песков. В его представлении "сизые суглинки" образовали единый горизонт. Сначала он датировал их плиоценом (1932), затем сопоставлял со временем миндельского оледенения (1933). Наконец, в 1935 г. он писал: "по р. Иртышу между Тобольском и Самарово не все нижние слои по образованию синхроничны между собой, будучи в одних случаях третичными, а в других - четвертичными, одновременными с ледниками" (1935, стр. 180).

В настоящее время установлено, что в цоколе Тобольского материка повсеместно обнажаются средне-позднеолигоценовые (Волкова, Панова, 1964) и неогеновые (?) отложения (Лидер, 1965). Только в обнажении у д. Надцы сохранился небольшой выход позднеплиоценовых (кочковских) пород. С "сизыми суглинками" могут быть сопоставлены лишь осадки семейкинской свиты (Волкова, Панова, 1964), обнажающиеся в разрезах правого берега Иртыша у дд. Чембакчино и Семейка. Эта толща глин, выступающих на 5-7 м над урезом реки и перекрывающаяся песками и глинами с раковинами *Corbicula fluminalis* Müll. На них в разрезе у д. Семейка залегает самаровская морена (Введенский; 1933; Высоцкий, 1896;

Ильин, 1936; Васильев, 1946; Шацкий, 1950; Хахлов, 1956; Архипов, Худяков, 1961; Тарноградский, 1962 и др.). По положению в разрезе и палинологическим данным В.С. Волкова (1965) датировала среднюю и верхнюю части семейкинской толщи ранним плейстоценом. Нижняя часть толщи по присутствию в ней пыльцы широколиственных растений она отнесла к плиоцен-четвертичному времени.

Исследования О.В. Матвеевой показали сильное засорение семейкинских слоев переотложенным олигоценовым растительным материалом. В частности, алахтонными оказались прослойки (кусочки) торфа, залегающие в низах семейкинской толщи. В образцах торфа были обнаружены лигнитизированный растительный мусор, спорулы губок, морские и пресноводные диатомеи третичного возраста. В спорово-пыльцевых спектрах было установлено преобладание пыльцы древних пород (до 82%) при небольшом участии пыльцы трав (8-10%) и спор (6-8%) четвертичных растений. Состав спор и пыльцы дочетвертичных растений принципиально сходен со спектрами, полученными Л.А. Пановой из подстилающих олигоценовых пород. В обоих случаях доминирует пыльца рода *Pinus* при участии пыльцы *Taxodiaceae* присутствует пыльца широколиственных *Juglandaceae* и *Betulaceae* с незначительным содержанием пыльцы субтропических растений *Liquidambar sp.*, *Ilex sp.*, *Nyssa sp.*, *Sequoia sp.* (Волкова, Панова, 1964). Не менее сильно засорены и глины, вмещающие алахтонные включения торфа. Это не дает возможности выявить типичные четвертичные спектры. Последние отчетливо выступают лишь в верхней части разреза, где глины почти не содержат переотложенного олигоценового органического материала. О.В. Матвеева полагает, что по количественному соотношению пыльцы древесной и травянистой растительности, доминированию пыльцы берез в том числе и мелких форм, можно оценить палеоклимат в период накопления верхней части разреза семейкинской толщи как достаточно холодный. Это похолодание вполне может отождествляться с досамаровской, миндельской, ледниковой эпохой. Этот вывод она склонна распространить на всю толщу "сизых суглинков" семейкинской свиты и датировать их второй половиной раннего плейстоцена.

Микрофаунистические исследования Т.А. Казьминой выявили в семейкинских глинах присутствие комплекса остракод с массовым скоплением раковин *Cytherissa lacustris* Sars. Этот "цитериссовый" комплекс типичен для отложений тобольской свиты (см.

ниже) и отличается от комплексов, характерных для кочковской и федосовской свит (Казьмина, 1968). Таким образом, семейкинские слои могут оказаться лишь озерно-аллювиальной фацией тобольской аллювиальной свиты.

Сизые суглинки выделялись В.Н. Сукачевым (1935) и затем П.А. Никитиным (1940) в разрезах четвертичных отложений по р. Оби, в Нарымском Приобье. Они залегают в виде невыдержанного линзовидного горизонта внутри многометровой песчаной тобольской толщи. Как и на Иртыше, эта аллювиальная свита с размывом ложится на третичные породы и перекрывается отложениями самаровского возраста. Огромные линзы сизых суглинков приурочены обычно к нижней половине разреза тобольской свиты. Поверх них залегают наиболее широко, практически повсеместно, распространенный горизонт "диагональных песков" (20-25 м). Подстилаются сизые суглинки вторым нижним песчаным горизонтом. По сравнению с верхней толщей диагональных песков этот горизонт относительно маломощный (3-10 м) и распространен более локально. Его песчаные и песчано-галечные осадки приурочены, как правило, к наиболее глубоким эрозионным врезам (Мизеров, 1954, Нагорский, 1962). За пределами этих депрессий нижний песчаный горизонт, как и сизые суглинки, обычно отсутствуют и тобольская свита представлена только толщей "диагональных" песков. П.А. Никитин (1938, 1940) принимал сизые суглинки за самостоятельный стратиграфический горизонт и по составу семенной флоры выделил в их разрезе две палеоклиматические фазы. Первая фаза "а" отвечала, по его мнению, собственно ледниковому миндельскому времени с суровым климатом и тундровой растительностью. Вторая фаза "б" характеризовала собой наступившее постепенно, потепление климата, судя по развитию таежной растительности. Первая находка арктической флоры была сделана в 1910 г. В.Н. Сукачевым (1910) на Иртыше у д. Демьянской. В настоящее время из нижних слоев тобольской свиты в бассейне Оби и на Енисее известны спорово-пыльцевые спектры как перигляциального типа, так и указывающие на значительное похолодание климата (Гричук, 1961, Костицина и др., 1966, Мизеров, Стрижова и др., 1964, Архипов, Матвеева, 1964; Левина, 1965 и др.). Б.В. Мизеров (1954, 1966), основываясь на представлениях П.А. Никитина о миндельском возрасте сизых суглинков, относит их вместе с подстилающими песками к раннему плейстоцену, индексируя

их соответственно Q_1^1 и Q_1^2 Перекрывающую толщу диагональных песков он выделил в качестве осадков вороновского, предмаровского межледниковья (Q_2^1). М.П. Нагорский (1962) объединил отложения двух нижних горизонтов (пески и сизые суглинки) в кривошеинскую зоплейстоценовую свиту, а верхний — диагональные пески — в тобольский горизонт нижнего плейстоцена. В последнее время В.А. Николаев выдвинул гипотезу о том, что нижний песчаный горизонт на Оби имеет древний "бетекейский" возраст. Эта гипотеза остается фактически не доказанной, так как из песков получены семенные флоры только типа диагональных песков. Б.В. Мизеров, М.П. Нагорский и В.А. Николаев считают Кривошеинский яр опорным разрезом, где выделяются все три отмеченные выше горизонта тобольской толщи. В.П. Никитин (1965) предпринял детальнейшее изучение этого разреза. Им было проанализировано 22 пробы из диагональных песков, сизых суглинков и подстилающих их песков. В результате он пришел к выводу, что по составу семенной флоры вышеотмеченные горизонты совершенно не отличаются друг от друга. Более того, он делает вывод, что "семенные флоры верхней песчаной пачки, перекрывающей "сизые суглинки", зачастую в меньшей степени отвечают эталону миндельрисских флор, чем флоры нижележащих горизонтов. В.П. Никитин приходит к заключению, вполне согласующемуся с данными литолого-фациального анализа, что "сизые суглинки" представляют собой всего лишь линзы илов и глин внутри мощной аллювиальной толщи "диагональных песков".

Итак, мы приходим к выводу, что в стратотипических иртышском и обском регионах возраст тобольской свиты по совокупности геологических и палеонтологических данных устанавливается в пределах преимущественно второй половины раннего и начала среднего плейстоцена. Местами эта толща поддается подразделению на горизонты. Но её образование как генетически единой аллювиальной свиты произошло в течение одного крупного и длительного эрозионно-аккумулятивного цикла, вслед за кочковско-федосовской позднеплиоцен-раннеплейстоценовой эпохой площадной аккумуляции озерных и озеро-аллювиальных осадков (Мартынов, 1966; Архипов 1965).

В долине Иртыша и по его притокам: рр. Тоболу, Ишиму, Таре, Оми и др. осадки тобольской свиты легко распознаются по присут-

ствию в них массовых скоплений раковин *Corbicula fluminalis* Müll. Совместно с ними в обнажениях у дд. Карташово и Татарское встречен своеобразный комплекс остракод. Основным развитием в нем пользуется вид *Cytherissa lacustris* Sars (до 900—1000 створок в образце) при незначительной встречаемости других форм. Это отличает его от комплексов остракод кочковской и Федосовской (краснодубровской) свит (Казьмина, 1968).

В обнажении правого берега Иртыша около д. Карташово тобольский аллювий (I2—I8 м) залегает на I8—20 м цоколе третичных пород и перекрыт толщей перигляциальных осадков максимального оледенения. При послойном изучении тобольской толщи в ней была обнаружена богатейшая семенная флора типа диагональных песков. В трех образцах В.П. Никитин определил 134 вида растений. По его заключению, вся эта флора свидетельствует о времени климатического оптимума тобольского межледниковья, о климате несколько более теплом, чем современный. В гравелистых русловых песках В.С. Зажигин нашел остатки мелких млекопитающих, главным образом, некорнезубых полевок. Он относит эту фауну к дохазарскому времени, предположительно, поздней фазе развития тираспольского комплекса (Вангенгейм, Зажигин, 1965). Выше по разрезу, видимо, в пачке старичных и пойменных глинистых осадков Г.И. Худяковым (устное сообщение) были собраны остатки зубов, позвонков и других костей шерстистого носорога, мамонта раннего типа, возможно, переходного от трогонтериевого слона, лошади, быка, пещерного медведя. Э.А. Вангенгейм оценивала возраст всех этих находок, не древнее миндель-рисса. Такую же датировку она дала и по нашей коллекции, среди которой оказались остатки пещерного медведя, бизона, лошади и др.

В обнажении у д. Татарское раковины корбикул и цитериссовый комплекс остракод содержится в осадках совместно с остатками крупных млекопитающих сингильского типа (см. выше). Таким образом, слои с массовыми скоплениями раковин корбикул и цитериссовым комплексом остракод имеют вполне определенное стратиграфическое положение: они входят в состав тобольской свиты.

Ареал распространения моллюска *Corbicula fluminalis* Müll в пределах Западно-Сибирской низменности весьма своеобразен. Пути миграции его из Средней Азии устанавливаются через Тургайский прогиб, где скопления раковин корбикул известны как в би-

текейских так и тобольских осадках III надпойменной террасы (Бобоедова, 1966). В низовьях Иртыша массовое расселение этого моллюска не доходило до устья и не распространялось на Обь ни в сторону Сургутско-Нарымского участка её долины, ни в её низовья. Самый северный пункт находки этого моллюска на Иртыше находится у д. Семейки, в 130-140 км выше его впадения в Обь. В долине Прииртыша корбикулы неизменно присутствуют во всех известных обнажениях тобольской свиты и их находки следятся до г. Павлодара. Но они совершенно отсутствуют в позднеплиоценовых кочковских осадках (пески и глины дельтово-речного генезиса) в обнажениях у дд. Подпуск и Лебяжья. Следовательно, речки Семипалатинского Прииртышья в кочковское время не имели связи с беткейской речной системой Тургая. По-видимому, не существовал и Иртыш в виде современной магистральной речной артерии. В связи с этим исключительный интерес представляет широкое и массовое распространение корбикул в бассейне верхнего течения р. Оби и отсутствие их в её среднем течении, севернее Каменского антецедентного отрезка её долины. Корбикулы неизвестны также в бассейнах рр. Томи, Чулыма, Кети, Тьма, Ваха и Енисея (рис. 2).

Стратиграфическое положение слоев с корбикулами на Верхней Оби, в Бийско-Барнаульской впадине, остается до некоторой степени дискуссионным. Начиная с работы М.П. Нагорского (1941), считалось, что аналогом диагональных песков на Верхней Оби являются барнаульские пески. При этом с ними отождествляли не только пачку песков, вскрытых скважинами под г. Барнаулом в основании кочковской свиты, но и выхода песков с раковинами корбикул под г. Камнем и в устьях рр. Ануя и Чарыша. До сих пор этого взгляда придерживается В.А. Николаев. В последние годы исследованиями О.М. Адаменко (1963), А.М. Малолетко (1963), В.П. Никитина (1965), В.А. Мартынова, (1962, 1966) установлена разновозрастность отмеченных отложений. Барнаульские пески имеют позднеплиоценовый возраст. Слои с раковинами корбикул в упомянутых пунктах входят в состав монастырской свиты, выделенной О.М. Адаменко (1963).

Наиболее древние слои монастырской свиты выведены на дневную поверхность на Каменском выступе кристаллических пород. Это разнозернистые пески мощностью до 3 м, содержащие массовые скопления целых раковин корбикул. Они залегают на размытой поверхно-

сти олигоценовых пород на отметках 110-115 м, обнажаясь в цоколе надпойменной террасы р. Оби в карьерах кирпичного завода на южной окраине г. Камня. В песках В.В. Вдовиним (устное сообщение) были найдены костные остатки нового вида лошади, переходного от рода *Allohippus* к роду *Equus* (в узком смысле). По заключению В.И. Громова и Э.А. Вангенгейм, эта находка характеризует отрезок времени от позднего плиоцена до раннего плейстоцена. Следовательно, нижняя граница монастырской свиты опущена, по крайней мере, во вторую половину раннего плейстоцена.

К верхней части разреза монастырской свиты мы относим, вслед за О.М. Адаменко (1963), слои с раковинами корбикул, обнажающиеся в низовьях р. Ануя (д. Ануйская), р. Чарыша (д. Коробейниково) и т.д. Они также залегают в цоколе низких надпойменных террас. Из них, в обнажении у д. Ануйской, В.П. Никитин получил достаточно богатые семенные флоры. Он отметил обилие остатков хвойных (особенно ели) и водных растений, а также до 17,4% форм, ныне чуждых северным предгорьям Алтая. Опираясь на положение, доказанное П.А. Никитиным, что флоры с 10-20% экзотов должны относиться к миндель-риссу, В.П. Никитин склоняется к сравнению "ануйской" флоры с флорой диагональных песков. Однако, он отметил, что семенные флоры отличаются от типичных миндель-рисских флор Среднего Приобья и низовьев Иртыша и, видимо, формировались в одну из прохладно-холодных фаз первой половины среднечетвертичного времени.

В обнажении около д. Коробейниково на р. Чарыше в песках с корбикулами были собраны остатки бизона, лошади и слона, указывающие, по заключению Э.А. Вангенгейм, на возраст вмещающих пород, предположительно, не древнее начало среднего плейстоцена ("моложе тирасполя"). Таким образом, монастырская свита может считаться стратиграфическим аналогом тобольской свиты. Значит массовое расселение моллюска *Corbicula fluminalis* Müll произошло одновременно как в Праиртышском бассейне, так и в Бийско-Барнаульской впадине.

Фауна корбикул мигрировала в бассейн Верхней Оби, очевидно, через центральную Кулунду. В её пределах под плащом осадков кулундинской и карасукской свит погребен весьма сложный древний эрозионный рельеф, в депрессиях которого (долинах и озерных ваннах) сохранились древние аллювиальные осадки. Так, В.А. Мартынов

(1963) отмечал наличие переуглубленных озерных котловин практически под всеми крупными озерами, такими как Кулундинское, Бурлинское, Ажбулат, Таволжанское, Коряковское и др. В некоторых скважинах мощность карасукской свиты возрастала до 60–70 м. Поэтому вполне вероятно, что часто за переуглубленные озерные впадины принимались фрагменты погребенной речной сети. Кстати, В.А. Мартынов отмечал среди иловатых древнеозерных осадков вышеназванных озер крупные прослои, несомненно, аллювиальных песков. Кроме того, имеются сведения о находках в нижних слоях толщи карасукской свиты раковин унионид и корбикул, а также "цитериссового" комплекса остракод.

В тобольское время на территории Западно-Сибирской низменности существовало несколько крупных речных бассейнов, вполне сходных с ныне существующими (см. рис. 2). Отличным от современного был, видимо, лишь бассейн Оби. В его реставрации остается ряд неясных и спорных моментов. Несколько изменяя наш первый вариант (Архипов, 1965), мы считаем возможным предположить, что "Верхняя" Обь отклонялась к западу около Каменского выступа точно также, как и в неогене (Малолетко, 1963; Адаменко, 1963). Видимо, протекая где-то по центральным районам Кулунды, она входила в состав Праиртышского бассейна. В таком случае система Праиртыша – Верхней Оби дренировала всю территорию южных и юго-западных окраин Западной Сибири.

В центральных районах низменности существовала самостоятельная система "Средней" Оби. В её бассейн входили Пратомь, Прачулым, Пракеть, Правах и др. реки юго-восточных окраин Западной Сибири. По её восточной границе изолированно развивался бассейн Праенисея (Архипов, 1966).

Таким образом, в тобольское время в Западной Сибири существовала система магистральных рек, обращенных на север. Существовал ли сток на север в дотобольское, позднелигоцен-раннеплейстоценовое время? В настоящее время отсутствуют фактические данные для конкретного решения этого вопроса. В кочковское и федосовское время в южной половине Западно-Сибирской низменности существовал унаследованный с олигоцена и неогена огромный внутриконтинентальный озерный и озерно-аллювиальный бассейн. Дренажирование этого бассейна в течение всего позднего кайнозоя осуществлялось через Тургайский прогиб. Север Западной Сибири, испытывавший поднятия в послечеганское время (в олигоцене), оставал-

ся приподнятой эродированной сушей вплоть по первую половину раннего плейстоцена. На всей северной территории низменности отсутствуют отложения позднего олигоцена и неогена, а также аналогов кочковской и фёдоровской свит.

Ряд исследователей И.А. Волков (Волков, Волкова, 1964, 1965), В.А. Николаев (1964), Лазуков (1962) высказывают мнения о том, что впервые сток на север появился в позднем плиоцене, в бетекейское время, когда существовали очень глубокие и относительно узкие речные долины, пересекавшие Западную Сибирь с юга на север. Бетекейский врез, по представлениям отмеченных геологов, был самым большим, самым глубоким за весь антропоген. Тобольские долины были значительно шире, но формировались на более высоком гипсометрическом уровне. Поэтому бетекейский аллювий должен залегать, по мнению И.А. Волкова и В.А. Николаева, под толщей тобольских пород на дне переуглубленных долин Оби и Иртыша.

Между тем, в широкой полосе Западно-Сибирской низменности — от Среднего Зауралья и Тургайского прогиба через Ишим-Иртышское междуречье, Тарское Прииртышье, Барабу, Новосибирское Приобье, Колывань-Томскую зону до юго-западной и приенисейской окраин Чулымско-Енисейской синеклизы — позднеплиоценовые кочковские озерные осадки, а также аллювиальные кустанайские, бетекейские, каргатские породы и раннеплейстоценовые преимущественно озерные фёдоровские отложения приурочены к современным водоразделам. На всей этой территории они залегают на отметках не ниже 90-100 м, поднимаясь до 140-160 м, а по периферии низменности местами до 200-210 м. В этих же районах ложе тобольской аллювиальной толщи нигде не поднимается выше 60-80 м, а по периферии Западной Сибири — выше 100-120 м. Согласно палеонтологическим данным (кустанайские, бетекейские) аллювиальные слои повсеместно залегают гипсометрически выше ранне-среднеплейстоценовой тобольской свиты (Никитин, 1965). Именно эта толща вложена в глубокие врезы известные сейчас на низменности. С этим врезом и связано оформление современной речной сети, как в её внутренних (Никитин, 1965; Мартынов, 1966), так и периферийных районах (Сухоруков, 1965; Стефановский, 1965; Бобоедова, 1966; Архипов, Кулькова, 1965).

Бетекейские долины достоверно известны лишь в Северо-Тургайской и Ишимской степи. Во внутренних, центральных районах

низменности: в низовьях Иртыша, в Сургутско-Нарымском и Кондинском Приобье, на Среднем Енисее присутствие бетекейского аллювия в древних речных долинах не установлено. Переуглубленные долины пра-Оби, пра-Иртыша, пра-Енисея в названных районах выполнены лишь палеонтологически доказанными тобольскими аллювиальными осадками. Важно подчеркнуть, что бетекейские отложения отсутствуют даже в местах наиболее вероятного направления стока на север бетекейских рек. Так, на Кондинском отрезке обской долины, где казалось бы больше всего можно ожидать присутствия бетекейского аллювия, — четвертичная толща начинается с тобольской свиты (Захаров, 1965; Марков и др., 1965).

Таким образом, остается недоказанным главное — присутствие бетекейского аллювия под тобольскими осадками на дне переуглубленных долин, а, следовательно, и битекейский возраст последних. По имеющимся сейчас фактическим данным можно обосновать лишь тобольский возраст переуглубленных долин пра-Енисея, пра-Иртыша и пра-Оби. Поэтому современная система транзитного речного стока на север отчетливо устанавливается лишь для тобольского времени.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Адаменко О.М. Стратиграфия четвертичных отложений Предалтайской равнины в районе слияния рек Бии и Катунь. Труды Ком. по изуч. четверт. пер., XXII, М., 1963.
- Архипов С.А., Худяков Г.И. Об основных принципах расчленения и корреляции антропогенных отложений Тобольского Прииртышья и Белогорского "материка" на р. Оби. — Труды Межвед. совещ. по доработке и уточнению страт. схем Зап.Сиб. низменности, Гостоптехиздат, Л., 1961.
- Архипов С.А., Матвеева О.В. Антропоген южной окраины Енисейской депрессии. Труды Ин-та геологии и геофизики, вып. 25, Изд. СО АН СССР, Новосибирск, 1964.
- Архипов С.А. Проблема корреляции аллювиальных и ледниковых отложений Зап.Сиб. низменности. Сб. статей "Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Сибири" Труды ин-та геол. и геофиз., вып. 44. 1964.

- Архипов С.А. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в антропогенном периоде. Опыт составления серии палеогеографических карт. В кн. Основные проблемы изучения четвертичного периода. Изд. Наука, М., 1965.
- Архипов С.А., Кулькова И.А. - Новые данные об олигоценовых и неогеновых отложениях Чулымо-Енисейской впадины. Геология и геофизика, № 12, 1965.
- Архипов С.А. Проблема корреляции аллювиальных и ледниковых отложений: террасы Енисея внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности. В кн. Четвертичный период Сибири. Изд. Наука, М., 1966.
- Бобоедова А.А. О происхождении Тургайской ложбины. В кн. Четвертичный период Сибири. Изд. Наука, М., 1966.
- Вангенгейм Э.А., Зажигин В.С. Некоторые итоги изучения антропогенной фауны млекопитающих Западной Сибири. В кн. Основные проблемы изучения четвертичного периода. Изд. Наука, М., 1965.
- Васильев И.П. Стратиграфическое положение аналогов кочковской свиты в Тарском Прииртышье. В кн. Мат. по геол. и пол. ископ. Новосиб. обл., Новосибирск, 1968.
- Введенский Л.В. Геологический очерк Западно-Сибирской низменности. Тр. Всес. геолого-развед. объедин., вып. 330, 1933.
- Волкова В.С. Некоторые данные о строении четвертичных отложений нижнего течения Иртыша. Сб. Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Труды Ин-та геологии и геофиз. СО АН СССР, вып. 27, 1962.
- Волкова В.С., Панова В.В. Строение и палинологическая характеристика основных разрезов правого берега р. Иртыша. Сб. Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Сибири. Труды Ин-та геол., геофизики, вып. 44 1964.
- Волкова В.С. История развития растительности и основные этапы палеогеографии низовьев Иртыша в четвертичное время. В кн. Основные пробл. изуч. четверт. периода. Изд-во Наука, М., 1965.

- Волков И.А., Волкова В.С. О позднеплейстоценовом озере-море, на юге Западно-Сибирской низменности. Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 44, 1964.
- Волков И.А., Волкова В.С. Фазы обводнения внеледниковой полосы Западно-Сибирской низменности. В кн. Основные проблемы изучения четвертичного периода. Изд. Наука, М, 1965.
- Высоцкий Н.К. Очерк третичных и послетретичных образований Западной Сибири. Геол. исслед. Сиб.ж.д. вып. 5, 1896.
- Гричук М.П. - Об основных чертах развития природы южной части Западно-Сибирской низменности и стратиграфическое расчленение четверт. отложений. Материалы Всес. совещания по изучению четвертичного периода. т. III. Изд. АН СССР, 1961.
- Громов В.И. Материалы по изучению четвертичных отложений в бассейне среднего течения р. Оби. Тр. ком. по изуч. четвертичного периода, т. 3, вып. 2, Л, 1934.
- Громов В.И. Материалы по геологии Омско-Барабинского района. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, сер. геол., № 8, вып. 28, 1940.
- Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Труды геол. ин-та АН СССР вып. 64, сер. геол., № 17, М., 1948.
- Заррина Е.П., Каплянская Ф.А., Краснов И.И., Миханков Ю.М., Тарноградский В.Д. Перигляциальная формация Западно-Сибирской низменности. Кн. Материалы по четверт. геологии и геоморфологии СССР. Тр. Всес. научно-исследов. ин-та. нов. серия, вып. 4, 1961.
- Захаров Ю.Ф. - Четвертичные отложения Нижнего и Среднего Приобья, Северного Зауралья и их корреляция. В кн. Основные проблемы изучения четвертичного периода. Изд. Наука, М., 1965.
- Ильин Р.С. Геология низовьев Иртыша ниже Горной Субботы и Оби до Б.Атлыма. Матер. по геол. З.Сибири, вып. 36, 1936.

- Казьмина Т.А. Остракоды плиоценовых и четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности. Сб. Кайнозой Зап.-Сиб. низменности. Труды ин-та геол. физ. вып. 1968.
- Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. - Стратиграфическая схема плейстоцена низовий рек Иртыш и Тобол. В кн. Четвертичный период Сибири. Изд. Наука, М., 1966.
- Костицина Р.П., Полищук В.П., Стрижова А.И., Юдина Е.В. Спорово-пыльцевая характеристика и вопросы стратиграфического расчленения четвертичных отложений центральных районов Западной Сибири. В кн. Четвертичный период Сибири. Изд. Наука, М., 1966.
- Лазуков Г.И. Древние погребенные долины на севере Зап. Сибири. Вестн. МГУ № 5, 1962.
- Левина Т.П. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений из приледниковой зоны самаровского оледенения (бассейн Енисея). В кн. Систематика и методы изучения ископаемых пыльцы и спор. Изд. Наука, 1964.
- Лидер В.А. Стратиграфия континентальных кайнозойских отложений Белогорского материка на р. Оби. Труды Четв. комис. Уральского межвед. совещ. по разработке регион. стратиграф. шкалы Урала. Изд. Недра, М., 1965.
- Малолетко А.М. Палеогеографический анализ при гидрогеологических исследованиях степного Алтая. Некоторые итоги гидрогеол. изучения Алтайского края. - Научно-технич. горное общ-во Западно-Сибирского правления, Новосибирск, 1963.
- Малолетко А.М. Палеогеография Предалтайской равнины в четвертичном периоде. Труды комис. по изуч. четвертичного периода, ХХП, 1963.
- Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период. Изд. МГУ, 1965.
- Мартынов В.А. Стратиграфическая схема четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности. Труды Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратиграфич. схем Сибири., Л., Госттоптехиздат, 1957.

- Мартынов В.А. О нижней границе четвертичной системы южной части Западно-Сибирской низменности. Матер. по регион. геол. Сибири, вып. 24, М., 1962.
- Мартынов В.А. К истории формирования озер Кулундинской степи. Вестник Зап.Сиб. и Новосиб. управления № 2, 1963.
- Мартынов В.А. Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности. В кн. Четвертичный период Сибири. Изд. Наука, М., 1966.
- Мизеров Б.В. Материалы к стратиграфии кайнозойских отложений Кривошеинского Приобья. Труды Томского государственного университета. т. 132, 1954.
- Мизеров Б.В., Стрижова А.И. Основные черты палеогеографии Кеть-Тымского Приобья в четвертичном периоде. Сб. Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Сибири. Труды ин-та геол., геофиз., вып. 44, 1964.
- Нагорский М.П. Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений кайнозоя Обь-Чумышской впадины.- Материалы по геологии Зап.Сибири, № 13, 1941.
- Нагорский М.П. Материалы к стратиграфии ниже и среднетчетвертичных отложений Томского Приобья.- Вестник Зап.Сиб. и Новосиб. геол. управления № 2, 1962.
- Никитин П.А. Четвертичные семенные флоры с низовьев р. Иртыша. Тр. биол. научно-исслед. ин-та Томского университета, 5, 1938.
- Никитин П.А. Четвертичные семенные флоры берегов Оби. Материалы по геол. Зап.Сибири, № 12 (54), 1940.
- Никитин В.П. Семенные флоры четвертичных отложений Зап.-Сибирской низменности. В кн. Основные проблемы изучения четвертичного периода. Изд. Наука, М., 1965.
- Николаев В.А. - Эоплейстоцен Западно-Сибирской низменности. Сб. статей "Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Сибири. Труды Ин-та геол., геофиз., вып. 44, 1964.

- Николаев В.А., Шумилова Е.В. - Четвертичные пра-реки Западно-Сибирской низменности. Сб. Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Труды Ин-та геол.геофиз. СО АН СССР, вып. 27, 1962.
- Стефановский В.В. Четвертичные отложения восточного склона Южного Урала и Зауралья. В кн. Стратиграфия четвертичных (антропогеновых) отложений Урала. Изд. Недра, М, 1965.
- Сукачев В.Н. О находке ископаемой арктической флоры на р. Иртыше у с. Демьянского Тобольской губернии. Изв. Императ. акад. наук, сер. УИ, № 6, 1910.
- Сукачев В.Н. Иртышская фитопаалеонтологическая экспедиция. Труды СОПС. Сб. "Экспедиции Всесоюзной АН, 1931". 1932.
- Сукачев В.Н. Исследования четвертичных отложений Нижнеиртышского края. Труды СОПС, Сб. "Экспедиции Всесоюзной АН", 1932, 1933.
- Сукачев В.И. По Оби и Тьму. В сб. "Экспедиции АН", 1935.
- Сухоруков А.М. Речные террасы и возраст слагающего их аллювия на восточном склоне Среднего Урала и в Зауралье. В кн. Стратиграфия четвертичных (антропогеновых) отложений Урала. Изд. Недра, М., 1965.
- Тарноградский В.Д. Происхождение толщи "диагональных песков". Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 53, 1962.
- Хахлов В.В. - К стратиграфии четвертичных отложений правобережья р. Иртыша от села Утьма до села Демьянского. В кн. Материалы Зап.Сиб. комис. по изучен. четвертичного периода при Томском Государственном университете, вып. I, 1956.

В.А. Зубаков, Г.М. Левковская

СТРАТИГРАФИЯ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЗОВЬЕВ р. ОБИ

Мощность новейших отложений Обского Севера достигает в непрерывных разрезах 200–300 м. Большая часть разреза вскрыта буровыми скважинами, пробуренными Ямало-Ненецкой экспедицией Тюменского геологического управления по Сангомпанскому, Ярсалинскому и Полуйскому профилям. В естественных обнажениях вскрывается лишь незначительная верхняя часть разреза, причем лучшие обнажения располагаются в долине р. Оби на участке между Салехардом и устьем. Сопряженный разрез естественных обнажений этого участка и расположенных здесь же скважин может рассматриваться в качестве опорного для всего Обского Севера.

Стратиграфия новейших отложений низовьев Оби разрабатывалась А.И. Поповым (1953), Г.И. Лазуковым (1960 и др.), В.К. Хлебниковым (1959), Л.В. Голубевой (1960), И.В. Рейниным и др. (1963), Э.П. Губониной (1959), В.И. Гудиной (1966) и др. Данные этих исследователей учтены авторами и использованы при построении принципиального стратиграфического разреза, изображенного на рис. 1.

Летом 1964 г. В.А. Зубаковым и Н.Г. Чочиа, а ранее отдельно Г.М. Левковской, изучались береговые обнажения долины Оби на участке от Салехарда до устья р. Пяк-Яха (Салемальский п-ов) и В.А. Зубаковым и Г.М. Левковской описан керн новейших отложений ряда скважин. Палинологические исследования нескольких естественных обнажений, а также керна скважин: 3-ей Ярсалинской, 9-й Сангомпанской, 5, 21 и 12 Полуйской – проводились Г.М. Левковской. Древесные остатки из двух естественных разрезов I и IУ террас Оби были подвергнуты радиоуглеродному анализу Х.А. Арслановым, Л.И. Громовой, Ю.П. Рудневым и А.П. Скапским в отделе геохронологии ВСЕГЕИ. Результаты проведенных исследований и сопоставление их с данными предшествующих исследователей приводятся ниже.

В геоморфологическом отношении район низовьев р. Оби представляет аккумулятивную приморскую равнину с абсолютными высотами от 60 до 120 м на правом берегу. На левобережье абсолютные

высоты быстро повышаются по направлению к Уралу до 150–200 м и выше. Поверхность этой равнины имеет грядово-холмистый характер и сложена песками, алевритами и глинами с примесью гравийно-галечного материала (мужинские слои). Авторами эта равнина относится к У морской террасе.

К толще морских отложений ямальской трансгрессии прислонена IУ (пьяк-яхинская) терраса высотой 35–45 м. Эта терраса сложена песками и песчаными алевритами эстуарно-лагунных и ваттовых фаций. В пределах Салемальского вала терраса цокольная, высота цоколя колеблется от 15–20 до 35 м. В пределах долины р. Оби пески IУ террасы погружаются ниже уреза воды, что свидетельствует о приуроченности долины Оби к прогибу.

Разрез IУ морской террасы описан В.А. Зубаковым и Н.Г. Чочиа в обнажениях правого берега Надымской Оби в 1–2 км ниже устья р. Пьяк-Яха и в 15 км ниже мыса Салемал. От бровки, высотой 32–35 м здесь вскрывается:

- а) Песок тонкозернистый серого цвета, с подчиненными прослоями суглинка мощностью от 2 до 10 см. Толща дислоцирована; падение 230° , угол $40-50^{\circ}$. Мощн. 7 м.
- б) Гравийный разнозернистый песок, местами ожелезненный, линза до 1,3 м мощн.
- в) Суглинок коричневый с гравием и большим содержанием растительных остатков: шишек ели, древесины древовидных берез с берестой, веток и детрита. Мощн. до 0,35 м (линза).
- г) Песок мелкозернистый с редким гравием и галькой, обломками древесины и линзами глин, мощн. 2,5 м.
- д) Суглинок оскольчатый с ленточной (плитчатой) текстурой. Мощн. 8,0 м.
- е) Алеврит песчаный, крупно-ленточный, с прослоями песков до 1 м мощн., с включениями древесных остатков и тонких линз мохового детрита. Мощн. 10 м.
- ж) Алеврит глинистый, переходящий в плотные ленточные глины. Вид. мощн. 22–25 м.

Слои "а-г" (пьяк-яхинская пачка) относятся авторами к телу IУ террасы, слои "д-ж" – к ямальской свите. Общая мощность раз-

реза за счет сильной дислоцированности всей толщи (ЮЗ падения слоев под \angle до -40°) достигает 55 м.

Результаты спорово-пыльцевого анализа свидетельствуют о том, что формирование глинистого слоя "д" происходило в условиях произрастания тундровой, а в конце – лесотундровой растительности. Отложение пак-яхинской песчаной пачки (слои "а-г") совпало с продвижением в район низовьев Оби таежной растительности. Весьма характерно наличие в образце "г" многочисленных спор папоротников, а также спор лесных плаунов *Lycopodium complanatum* L. (до 40%), *L. selago* L., *L. clavatum* L. и *Botrychium cf. lanceolatum* L., отсутствующих в спектрах поверхностных проб из современной лесотундры и тундры. Нижний и верхний максимумы ели совпадают с находками единичных пыльцевых зерен *Larix* sp., что позволяет сопоставлять эти фазы с развитием северной тайги.

Промежуточная фаза смешанных заболоченных березово-кедрово-еловых лесов (обр. "а₃" и "а₄") характеризуется присутствием ряда растений, которые обычны в средней и южной частях лесной области, а севернее встречаются лишь изредка и в наиболее благоприятных местообитаниях – *Trientalis* L., *Linnaea borealis* L., *Menyanthes trifoliata* L. и др. Большой интерес представляет находка пыльцы *Droseraceae*. Во "флоре Западной Сибири" указано, что северным пределом распространения росянковых является $63^{\circ}1/2^{\circ}$ с.ш. Исследуемый район расположен на широте Полярного круга. О сильной заболоченности территории свидетельствуют находки значительного количества спор *Sphagnum* sp., единичных зерен *Selaginella selaginoides* L. и пыльцы *Droseraceae*, *Polemoniaceae*, *Menyanthes trifoliata* L. и др. Эта фаза соответствует средней тайге и принимается за климатический оптимум межледниковья, во время которого амплитуда широтного сдвига растительных зон составила 600–800 км.

Славник из слоя "в" был подвергнут радиоуглеродному анализу. Полученная дата – более 57.000 лет (образец ЛГ-13), позволяет сделать вывод о том, что пак-яхинская пачка безусловно не может относиться к внутривюрмскому потеплению. Мало вероятен и межстадиальный брёруп – амерсфортский возраст. Против последнего в первую очередь свидетельствуют данные спорово-пыльцевого анализа, указывающие на весьма сильное, по сравнению с голоценом, потепление.

Сопоставим теперь описанный разрез с опорным разрезом стратиграфической схемы В.К. Хлебникова (1959) - Л.В. Голубевой (1960). Это легко сделать, так как стратотип салемальской свиты - разрез, вскрытый скважиной 7 ВАГТ"а и обнажением над нею, расположен в 7 км от вышеописанного разреза. По Л.В. Голубевой (1960, фиг. 5) в разрезе IУ террасы вскрывается три пачки с разной спорово-пыльцевой характеристикой. Нижняя глинистая пачка (около 25 м) имеет тундровый травянистый спектр с большим содержанием пыльцы *Betula nana* L. (30-45%) и сосны. Средняя пачка (песчано-глинистая) на высоте 25-35 м над уровнем воды характеризуется внизу лесо-тундровым, а на высоте 34 м - лесным елово-кедровым спорово-пыльцевым спектром с минимальным содержанием пыльцы *Betula nana* L. Эта пачка с четко выраженной фазой "нижней ели" соответствует низам пяк-яхинских слоев. Третья пачка в обнажении Л.В. Голубевой представлена как и в обнажении у р. Пяк-Яхта - песками, характеризуется кульминированием кри- - вой пыльцы древовидных берез (45-75%). Фаза "верхней ели" в разрезе Л.В. Голубевой отсутствует

Существенно отметить, что в разрезе Л.В. Голубевой фаза "нижней ели" падает на алевритовую часть разреза, а в разрезе у Пяк-Яха уже на песчаную пачку. Это свидетельствует о непрерывном формировании разреза или, во всяком случае, об отсутствии размыва перед накоплением толщи IУ террасы. Иными словами падение уровня морского бассейна было постепенным и IУ терраса фиксирует задержку в понижении уровня, но не самостоятельную трансгрессию моря.

Второй вывод, вытекающий из сравнения разрезов заключается в том, что главная часть разреза пяк-яхинских межледниковых слоев, представленная песками с шишками ели и плавником и с линзами гравия, соответствующая по мнению авторов оптимуму рисс - вюрмского межледниковья, по Л.В. Голубевой относится к зырянским ледниковым отложениям.

Нижняя часть разреза естественных обнажений Салемальского п-ва представлена ритмично слоистыми глинисто-песчаными алевритами, местами содержащими линзы оскольчатых мореноподобных суглинков с гравием и галькой. Эти слои, охарактеризованные тундровым травянисто-ерниковым спорово-пыльцевым спектром, В.К. Хлебниковым и Л.В. Голубевой выделяются в салемальскую свиту, уходящую под урез р. Оби.

Долина р. Оби в низовьях врезана в пяк-яхинскую эстуарно-морскую равнину и имеет три надпойменные террасы относительной высотой в 6-13 м, 10-22 м и 20-30 м. Высота надпойменных террас на участке выше Салехарда значительно ниже, по сравнению с низовьями реки. Это может объясниться пересечением долиной Оби в низовьях неотектонической структуры - Салемальского вала СВ простирания с амплитудой поднятия за плейстоценовое время от 50 до 100 м (Чочиа, Кузин, 1964). На вторую вероятную причину различия высот террас указали недавно М.Н. Бойцов и В.В. Баулин.

Они отмечают, что в зоне между 68 и 64⁰ с.ш. льдистость аллювиальных отложений была наибольшей и льды, судя по многоярусным псевдоморфозам в разрезах надпойменных террас, составляли 40-50% тела террасы по объему. Таяние льдов во время климатического оптимума обусловило понижение высоты террас (инверсию рельефа) почти вдвое.

Самая высокая, III надпойменная терраса низовьев Оби имеет характер озерно-аллювиальной равнины, высота которой колеблется от 18-20 до 30-32 м, а в среднем около 25-28 м. Озерно-аллювиальный характер этой террасы придает не только чрезвычайная её ширина (до 100 км), но и фациальный состав отложений. Строение равнины вскрывается в обнажениях у мыса Сангомпан, где слагающая равнину толща была выделена В.К. Хлебниковым (1959) в сангомпанскую свиту.

По данным В.К. Хлебникова (1959) и Л.В. Голубевой (1960), сангомпанская свита разделяется на две пачки: нижнюю песчаную и верхнюю глинистую. Межледниковый возраст нижней песчаной сангомпанской пачки в разрезе у Сангомпана признается всеми исследователями. Он был установлен впервые ещё В.Н. Сукачевым (1922), собравшим здесь в 1909 г. остатки таежных растений вахты - *Menyanthes trifoliata* L. и осоки - *Carex rostrata* Stok.

Верхняя пачка сангомпанской свиты представлена ленточными глинами с тундровым травянисто-березовым спектром, формировавшимся, по Л.В. Голубевой (1960), в "условиях значительно более холодного климата, чем современный, в начальную фазу зырянского оледенения" (стр. 22).

Разрез питлярской озерно-аллювиальной равнины (у сс.Ханты-Питляр, Гюрки, Хаш-Горт) по-видимому, аналогичен разрезу сангомпанской свиты, но высота равнины (III надпойменной террасы)

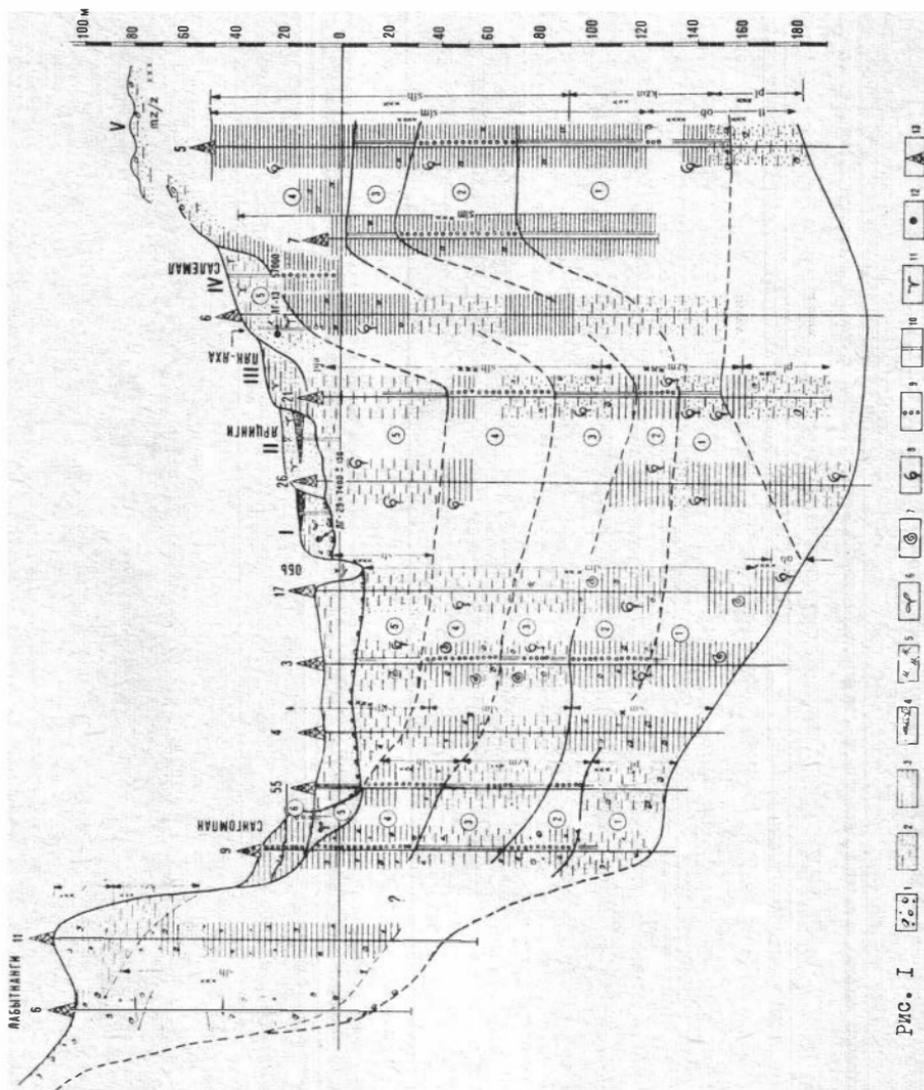


Рис. I

Р и с. 1. Принципиальная схема строения новейших отложений района низовий р. Оби.

Условные обозначения: 1 - валуны, гравий и галька; 2 - песчаные алевриты и пески; 3 - глинистые алевриты и глины; 4 - торф; 5 - растительный детрит, плавник; 6 - плоды и семена; 7 - фауна морских моллюсков; 8 - морская микрофауна; 9 - спорово-пыльцевые спектры тундрового типа; 10 - то же северотаежного типа; II - жильные льды и псевдоморфозы по ним; I2 - место расположения образцов древесины, датированных радиоуглеродным методом; I3 - буровые скважины.

Буквенные и цифровые индексы:

I-6 - нумерация палинологических зон, X - стратиграфические подразделения схемы В.К. Хлебникова (1959): sm - морена самаровского оледенения; slm - салемальская свита; sgp - сангомпанская; хх - то же схемы Л.В. Голубевой (1960); ххх - то же схемы Г.И. Лазукова (1962): pl - полуйская свита, kzm - кызымская, slh - салехардская, kz - казанцевская, z - зырянские слои; ххх - то же схемы В.И. Гудиной (1966): tl - тильтимские слои, ob - обские, slm - салемальские, sb - сабунская свита. Местные геостратиграфические подразделения авторов: pja - пяк-яхинские слои, mz - мужинские слои; У и IУ - морские террасы; ш - озерная равнина временного вюрмского оледенения; II и I - надпойменные террасы долины р. Оби.

здесь всего 20–25 м. Характерно, что верхняя часть разреза питлярской террасы имеет, по данным В.В. Баулина и Л.М. Шмелева (1963), многоярусные псевдоморфозы по жильным льдам, глубиной до 5–9 м., что свидетельствует о том, что климат во время накопления жильных льдов был суровее современного.

В установлении возраста питлярской террасы среди исследователей нет согласия. Л.В. Голубева и Н.С. Соколова (1965) сопоставляют её с сангомпанской свитой (1960) и датируют казанцевско-зырянским временем. Г.И. Лазуков (1960 и др.) и Л.М. Шмелев относят верхнюю часть питлярского разреза к наложенной III надпойменной террасе каргинского возраста, а низы разреза к цоколю казанцевского времени. Авторы склоняются к первой точке зрения, но, естественно, что окончательно проблема может быть решена только с помощью радиоуглеродных датировок.

Итак, по мнению авторов, разрез сангомпанской свиты гетерогенен. Нижняя песчаная сангомпанская пачка является аналогом пяк-яхинских межледниковых слоев. Гипсометрически низкое её залегание в пределах долины Оби, по сравнению с Салемальским полуостровом, объясняется приуроченностью последней к неотектонической Нижне-Обской впадине, испытывавшей погружение на протяжении большей части плейстоцена. Подошва этой пачки, залегающая на Салемальском п-ве на отметках +20 – 35 м, опускается в пределах Нижне-Обской впадины до отметок -20 – 40 м ниже уровня моря (рис. 1).

Верхняя сангомпанская пачка, представленная горизонтально-слоистыми глинами и алевроитами ленточного типа, мощностью от -5 до 25 м, развита только в пределах погружающейся Нижне-Обской впадины, как бы "выстилая" и фиксируя контуры последней.

Но в ряде мест верхняя пачка выходит за пределы развития пяк-яхинских слоев и на склонах впадины ложится непосредственно на глины ямальской свиты, что устанавливается в частности по разрезу скважины 9 (рис. 1). Однако кровля ленточных глин располагается не выше +30 м абс. Верхняя пачка по генезису озерная, по времени формирования соответствует максимальному вюрмскому похолоданию. Этот вывод подтверждается спорово-пыльцевой диаграммой верхней части разреза скважины 9, заданной на III террасе (высота 30 м).

К П-ой надпойменной террасе низовьев Оби авторы относят террасу, имеющую на разных участках долины высоту от I0-I4 до 20-22 м. Столь большая разница высот заставляет большинство исследователей относить уровень в I0-I4 м к I-ой надпойменной террасе и датировать её сартанским оледенением (Голубева, 1960 и др.) в то время как уровень в I5-22 м большинство исследователей относит к каргинскому межстадиалу. Между тем оба уровня имеют один тип спорово-пыльцевых диаграмм и одинаковую последовательность фаз: низы аллювия соответствуют фазе лесотундры, средняя часть таежной фазе, верхи - фазе лесотундр, а в устье Оби - тундровой растительности. Такой характер имеют, по Л.В. Голубевой (1960), споровопыльцевые диаграммы I5-22 метрового уровня у с. Ярцинги и в долине р. Сибялей-Сё, а также диаграмма I надпойменной террасы у с. Сагон-Пан, по Н.С. Соколовой (1965). Одинаковая последовательность климатических фаз в ярцингской (20-22 м) и сагонпанской (I0-I2 м) террасах заставляет нас предполагать их одновозрастность и объяснить различие в высоте разрезов протаиванием жильных льдов. Такой взгляд, кстати, согласуется с литологическим составом П надпойменной террасы Оби. Высокий её уровень (20-22 м) всегда сложен песками, в то время как низкий (I0-I4 м) - глинистыми алевролитами, расчлененными псевдоморфозами по жильным льдам.

I надпойменная терраса Оби имеет высоту от 8 до I2-I4 м. Стратотипический ее разрез изучен на правом берегу Оби в 20 км выше пос. Салемал, напротив устья протоки Малая Обь. От бровки высотой I3 м здесь зафиксированы:

- а) суглинок с включениями гальки и валунов - I м.
- б) супесь с тонкой горизонтальной слоистостью, с гумусированными прослоями, обогащенными растительными остатками - 2, I м.
- в) супесь торфянистая, почти гиттия, черно-бурого цвета, с ветками кустарников - 0, I м.
- г) супесь серо-бурого цвета с прослоями песка и линзой крупных древесных остатков на глубине 80-90 см от кровли слоя - стволов кустарниковых берез с берестой и шишками ели - I,3 м.
- д) супесь с прослоями песка, с галькой и валунами хлоритовых сланцев и гнейсов до 30-40 см в поперечнике. На подошве сплошной валуник в виде базального горизонта. Мощность от 0,5 до I,5 м.

е) алевриты плитчатые - Видим. мощн. 7,0 м.

По данным спорово-пыльцевого анализа в развитии растительности во время формирования средней и верхней частей разреза "малообской" террасы устанавливается три фазы

Нижняя фаза смешанных северотаежных лесов (слои "в-г" и низы слоя "б") характеризуются наличием таких таежных растений, как *Linnaea borealis* L., *Lycopodium annotinum* L., *L. clavatum* O., *L. complanatum* L.

В образце торфа из слоя "г", подвергнутого карпоботаническому анализу, Н.П. Казариновой обнаружены плоды и семена растений, произрастающих южнее или достигающих в данном районе своих северных пределов. Так малина (*Rubus idaeus* L.) согласно данных "Флоры Западной Сибири" не встречается севернее 66° с.ш., а крапива (*Urtica dioica* L.) - севернее 66°30' с.ш. (Изученный разрез расположен на широте 66°45' с.ш.). Абсолютный возраст образца древесины кустарниковой березы из слоя "г" определен радиоуглеродным анализом в 7400 ± 150 (обр. ЛГ-29). Радиологические и пыльцевые данные согласно указывают на принадлежность нижней фазы климатическому оптимуму голоцена.

Сдвиг растительных зон к северу в это время составлял, с учетом данных Н.Я. и С.В. Кац (1948), Л.В. Голубевой и др. - не менее 300-400 км. Фаза еловой тайги (образец "б₂") и последующая фаза кедровой тайги (образец "а") соответствует примерно современным условиям низовьев Оби, располагающихся в зоне северного редколесья.

Таким образом, формирование "малообской" - I надпойменной террасы низовьев Оби падает на ранний голоцен, а не на конец вюрма, как это принимается Л.В. Голубевой (1960) и большинством следующих за ней исследователей. Формирование верхней части (интервал 0-2,5 м) 8-10 метровой Сагонпанской террасы, которую описывает Н.С. Соколова (1965), возможно также закончилось в начальные этапы голоцена (аллеред?).

Пойменная терраса р. Оби, высотой от 3 до 5-8 м развита чрезвычайно широко. Разрез её вскрывается скважиной 55 Гидропроекта у пос. Лабитнанги, где изучен палинологически Н.С. Соколовой (1965). Мощность пойменного аллювия достигает 20 м. Судя по спорово-пыльцевой диаграмме формирование поймы происходило во вторую половину голоцена в условиях произрастания елово-кедрово-березовой тайги северного типа.

Т а б л и ц а I

Местная стратиграфическая схема новейших отложений низовий Оби

| Региональные климатостратиграфические горизонты | Местные геостратиграфические подразделения и их характеристика | | |
|---|---|--|---|
| Последнедевчатинский (голоценовый) Q _{IV} | <p>Пойменная терраса 3-6 м выс., 20 м мощности Северотаежный спорово-пыльцевой спектр</p> <p>1 надп. "малообская" терр. 8-13 м выс. Торфяники. Северо-таежный спорово-пыльцевой спектр. C¹⁴ из средней части разреза = 7400 ± 150 лет.</p> | Торфяники междуречий на П надпойм. террасе до 3-5 м мощности | |
| Полярноуральский (Q _{III4}) и каргинский (Q _{III2}) | П надпойменная терраса, высот. от 10-14 м (Сагон-пан) до 20-22 м (Ярцинги), мощн. 10-15 м. Внизу лесотундровый спорово-пыльцевой спектр, сверху тундровый. Хильные льды и псевдоморфозы. | | |
| Харьбийский (зрянский) Q _{III2} | Равнина выс. 20-30 м сангованская свита | Глинистая озерная пачка мощн. до 25 м. Тундровый спорово-пыльцевой спектр (6 зона). Хильные льды и псевдоморфозы. | |
| Казанцевский Q _{III1} | мощн. до 50-70 м. | <p>Песчаная морская пачка мощн. до 20-50 м. Лесной сп.-пыльцевой спектр (5 зона). <i>Macoma solcazaca</i> (Сетч.). Фораминиферы.</p> <p>IУ морская терр. 35-45 м выс., пяс.-яхиинские слои-пески с галькой, плавником, шишками ели. Лесной сп.-пыльцевой спектр (5 зона). C¹⁴ = более 57000 лет</p> | |
| Енисейский Q _{II4} | <p>↑ селехерская свита</p> <p>↑ казымская</p> <p>↑ долульская</p> <p>↑ солдательская толща (s_{III})</p> | 4-я сп.-пыльцевая зона (тундрово-лесотундровая). Глинистые алевриты и айсберговая морена, до 60 м мощн. Планктонные и донные фораминиферы <i>Bathya glaciolis Gray</i> . | <p>У морская терр. 65-120 м выс., мужинские слои-пески с галькой до 20 м мощн. Береговые валы</p> |
| Спльвининский Q _{II3} | | 3-я сп.-пыльцевая зона (таежно-лесотундровая). Песчаные и глинистые алевриты с галькой, 20-40 м мощн. Планктонные и донные фораминиферы. Моллюски | |
| Самаровский Q _{II2} | | 2-я сп.-пыльцевая зона (тундровая) - глинистые алевриты и айсберговая морена 15-50 м мощн. Донные фораминиферы. Моллюски | |
| Нерасчлененные - Q _{II1} отложения | | 1-я сп.-пыльцевая зона (таежная?). Глинистые алевриты и айсберговая морена, 20-50 м мощн. Планктонные и донные фораминиферы. Моллюски | |
| | | Обские слои с <i>Ulundulioa laevigata Ost.</i> 1-я сп.пыльцевая зона (таежная?). Пески и глины 10-20 м мощн. | |
| | | Тильтинские слои - песчаные алевриты и айсберговая морена - 20-40 м мощн. | |

Возрастная последовательность геологических напластований, выявленная в естественных обнажениях, отражена в табл. I. Этот разрез наращивается буровыми скважинами ярсалинского, сангом-панского и полуйского профилей. В изучении керна новейших отложений этих скважин чрезвычайно много сделал Г.И. Лазуков (1960, и др.), расчленивший весь разрез по литологическим признакам на три свиты: верхнюю глинистую с галькой и гравием – салехардскую среднюю алевритистую без обломочного материала – казымскую и нижнюю песчано-глинистую с галькой и гравием – полуйскую (Галеркина и Лазуков, 1960, Лазуков и Рейнин, 1962; Рейнин, Лазуков и Левковская, 1963 и др.). Разными исследователями делались попытки сопоставить указанные литостратиграфические подразделения – свиты с хроностратиграфическими единицами унифицированной климатостратиграфической шкалы. В корреляционной схеме, утвержденной Советом по разработке унифицированной стратиграфической схемы в 1960 г. в Новосибирске, салехардская свита сопоставляется с максимальным оледенением, казымская – с тобольским межледниковьем и полуйская – с древним демьянским оледенением.

В.И. Гудина (1966), изучившая состав микрофауны в разрезах этих же скважин, выделила три комплекса фораминифер: тильтимский, обский и салемальский, которым придается определенное климатостратиграфическое происхождение. Границы этих комплексов однако, не совпадают с границами свит, обоснованность выделения которых В.И. Гудина поставила под сомнение. Наконец, совсем недавно А.В. Гольдбергом, В.И. Гудиной и Г.М. Левковской (1965) была сделана попытка комплексного климатостратиграфического расчленения разреза скважин Обского Севера по данным микрофаунистического, минералогического и спорово-пыльцевого анализов.

Авторы этой статьи придерживаются разных мнений о палеогеографическом содержании и значении таких поднятий как "оледенение" и "межледниковье". Однако они единодушны в признании за климатическими ритмами (не вдаваясь в их терминологию) практического значения хроностратиграфических рубежей. Для корреляции морских и континентальных отложений по климатическим ритмам особенно важное значение имеют данные спорово-пыльцевого анализа.

Первый опыт применения последнего при стратиграфическом расчленении новейших отложений низовий Оби дали Л.В. Голубева, (1960) и З.П. Губонина (1959); они установили, в частности меж-

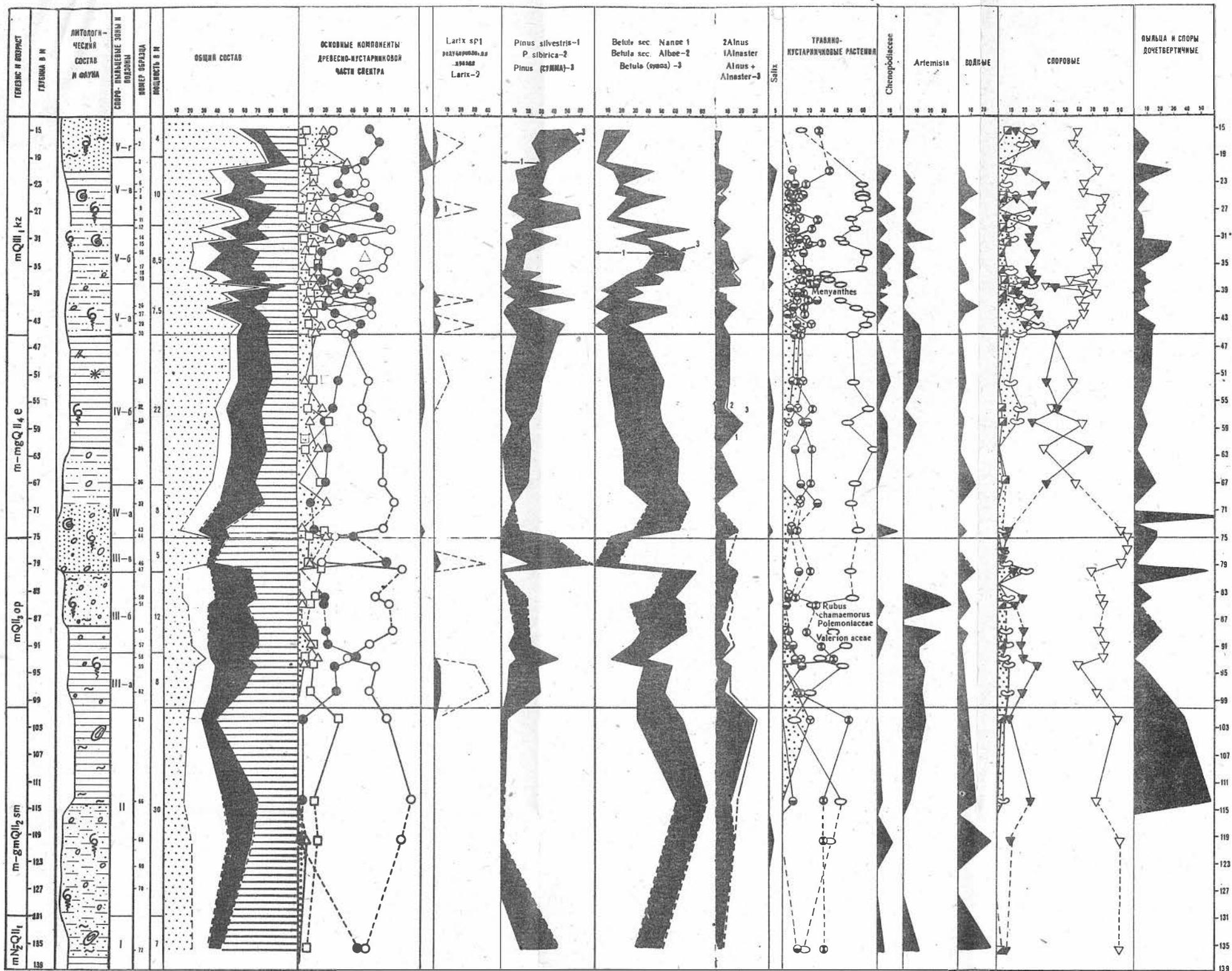
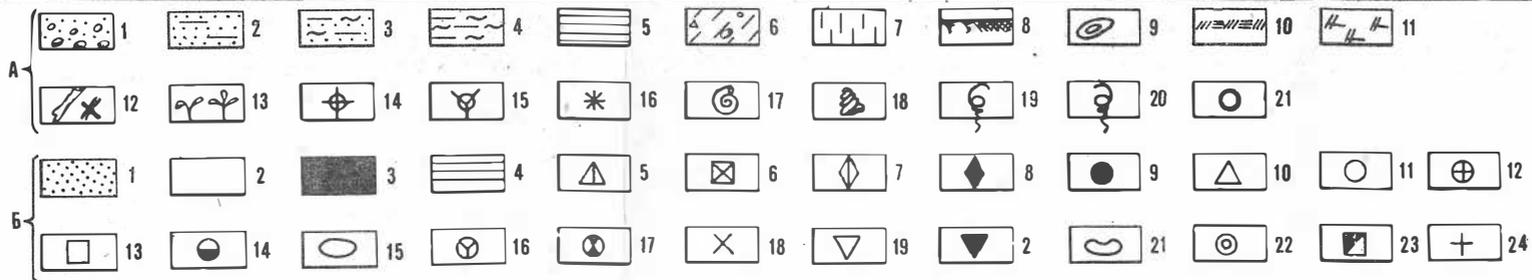


Рис. 2



ледниковый характер сангомпанских песков и разделение салемальской свиты на "теплую" нижнюю часть и "холодную" верхнюю.

В низовьях Оби палинологическим методом изучены разрезы скважин: № 7 ВАГТ"а (Голубева, 1960); №№ 19, 14 и 25 Гидропроекта (Соколова, 1965), №№ 12 и 21 на полуйском профиле и № 9 на сангомпанском (Гольберт, Гудина, Левковская, 1965). Сейчас к ним прибавилась скважина № 3 на Ярсалинском профиле, изученная Г.М. Левковской (результаты не публиковались).

Авторы полагают, что выделение палинологических зон по детально опробованным разрезам является, пожалуй, единственным универсальным средством корреляции морских и континентальных отложений. Наличие сопряженного разреза естественных обнажений и скважин в низовьях Оби на участке Салехард-Салемал, изученного на всем протяжении спорово-пыльцевым методом, а в верхней части датированного радиоуглеродным методом, впервые позволяет дать обоснованный (в первом приближении) проект климатостратиграфического расчленения морской части разреза новейших отложений Обского севера. Особое значение при этом имеют данные по 3-й ярсалинской скважине, из которой спорово-пыльцевым методом изучено 56 образцов (рис. 2). Очень важно, что в большинстве образцов из этой скважины переотложенный комплекс имеет палеоцен-эоценовый возраст и поэтому легко отличается от четвертичного.

Скважина № 3 заложена на пойменной террасе долины Оби высотой 4-8 м на берегу протоки Малая Обь в 10-15 км выше пос. Сангомпан. Разрез скважины разбит Г.М. Левковской на пять палинологических зон, границы которых не совпадают с литологическими. Общая мощность разреза составляет 170 м. Весь разрез ниже пойменного аллювия, относится В.И. Гудиной к салемальским слоям.

По всему интервалу, начиная с глубины 24 м, С.Г. Галеркиной и Г.М. Левковской собраны раковины морских моллюсков, определенные С.Л. Троицким. На всем протяжении разреза обнаружена также морская микрофауна: фораминиферы, остракоды, радиолялии и спикулы губок. Определение фораминифер производилось В.И. Гудиной (1966) и независимо от неё Т.А. Киселевой. Геохимический анализ обменного комплекса глин по методу Спиро свидетельствует о том, что формирование всего разреза происходило в условиях непрерывной морской обстановки. Однако, наибольшая соленость отмечается для интервала глубин от 74 до 115 м (II и III палинологические зо-

Р и с. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза скважины 3 Ярсалинского бурового профиля. Аналитик Г.М. Левковская.

Условные обозначения: А. Для литологической колонки: I - галька и гравий в грубозернистом песке; 2 - песок; 3 - песчаные алевриты и супесь; 4 - суглинок и глинистые алевриты; 5 - ленточные глины; 6 - включения несортированного обломочного материала, мореноподобные фации. 7 - покровные образования, 8 - почвы и гиттии, 9 - конкреции и карбонатные стяжения; 10 - торф; II - растительный детрит и плавник. Определенные палеонтологические остатки: I2 - кости млекопитающих, I3 - растительные остатки, I4 - морские диатомовые, I5 - пресноводные диатомовые, I6 - водоросли, не расчлененные по составу; I7 - морские моллюски; I8 - пресноводные моллюски; I9 - фораминиферы; 20 - остракоды; 2I - органические остатки, датированные углеродным методом.

Б. Для спорово-пыльцевой диаграммы. Общий состав спектра: I - древесные породы; 2 - кустарники; 3 - травяно-кустарничковые растения; 4 - споровые. Пыльца древесных пород по группам (в сумме); 5 - темнохвойных (пихта, ель, кедр); 6 - мелколиственных древовидных; 7 - кустарников; 8 - широколиственных; 9 - сосен (в сумме); 10 - ели; 11 - берез (в сумме); 12 - ив; 13 - ольхи (в сумме). Пыльца травяно-кустарничковых растений: 14 - злаков; 15 - осок; 16 - вересковых; 17 - группы разнотравья; 18 - маревых, Споры: 19 - зеленых мхов; 20 - сфагновых мхов; 21 - папоротников; 22 - хвощей; 23 - плауновых, 24 - единичные пыльцевые зерна и споры.

ны), к которым приурочены и находки более глубоководных видов моллюсков: *Propeamussium groenlandicum* (Sowerby) и *Cuspidaria cf. arctica* M. Sars. (инт. 72-80 м), а также планктонных фораминифер *Globigerina* sp. (интервал 92-102 м). В выше- и нижележащих частях разреза имеются следы некоторого опреснения и перехода к лагунным условиям.

5 палинологическая зона в интервале 15-45 м характеризуется максимумом пыльцы хвойных пород. Она разделяется на 5 подзон: 5-г) мелкозернистый песок, в интервале 15,0-19,0 м - спектры лиственнично-елового редколесья. На глубине 17,5 м В.И.Гудиной (1966) определены остракоды - представители пресноводных родов *Candoniella* sp. indet.

5-в) песок и глина диатомовая, алевритистая, плотная, в интервале 19,0-29,0 м - спектр темнохвойной северной, а временами и средней тайги с заметным участием пихты в составе лесов. На глубинах 23,0-28,0 м раковины моллюсков *Macoma calcarea* (Chemn.), M. sp. indet., *Nucula tenuis* (Mont.) var. *expansa* Reeve, *Propeamussium* sp. indet., *Mya* sp. indet., *Leda* sp. indet., *Joldiella* sp. indet. (определения С.Л. Троицкого). Обнаружены в этом интервале также единичные раковины фораминифер и радиолярий.

5-б) Глинистые и песчаные алевриты в интервале 29,0-37,5 м с мелким обломочным мате́риалом 0,04-0,05 мм до 40% по объему породы. В спектрах увеличивается роль березы. В интервале 29,0-32,0 м обломки раковин *Joldiella* sp. indet., *Leda* sp. indet., *Macoma* sp. indet. Встречаются фораминиферы.

5-а) Глины и глинистые алевриты в интервале 37,5-45,0 м с оскольчатым изломом с большим содержанием (до 70%) мелкообломочного материала размером 0,06-0,1 мм. Около 10% обломков до 0,2 мм (описание по шлифам). Спектр елово-кедрово-лиственничной тайги и редколесья, Единичные фораминиферы, радиолярии и спикулы губок.

Зона 4-я (в интервале 45,0-74,0 м) характеризуется господством пыльцы березы (древовидные и кустарниковые формы) Здесь залегает глина, аналогичная описанной выше, с обрывками диатомовых водорослей и органических остатков. Обло-

мочный материал составляет до 25–30%. Преобладают обломки кварца размером 0,03–0,08 мм. Встречаются гравий и галька, обнаружены единичные фораминиферы, радиолярии и губки. Зона разделяется на две палинологические подзоны:

4-б) в интервале 45,0–67,0 м с лесотундровым спектром с участием темнохвойных пород, берез и лиственницы.

4-а) в интервале 64,0–74,0 м – со спектром южной тундры, господствует пыльца кустарниковых берез.

3-я зона, в интервале 74,0–100,0 м, характеризуется поочередным господством пыльцы сосен и березы, она разделяется на три подзоны:

3-в) в интервале 74,0–80,0 м – песок и песчаный алеврит с гравием и галькой до 30% от объема породы, с размером обломков от 0,02 до 0,4 мм. Спектр кедрово-лиственничного редколесья. Раковины морских моллюсков: *Nucula tenuis* (Mont.), *Joldiella* sp. indet., *Propeamussium groenlandicum* (Sow.) *Astarte* sp. (cf. *montagui*) juv., *Macoma calcarea* (Chemn.), Фораминиферы, радиолярии, губки. В том числе Т.А. Киселевой отмечены раковины *Glandulina* sp. и планктонной формы *Globigerina* sp., а также *Bulimina exilis* (Br.), *Cassidulina islandica* (Norw.), *C. tereris* (Tapp.), *C. norcrossi* Cusch., *Elphidium clavatum* (Cusch.)

3-б) Суглинок оскольчатый в интервале 80,0–92,0 м с тундрово-лесотундровым березово-ольховым спектром. Раковины фораминифер: различных кассидулинид и эльфи-идиид, *Bulimina exilis* (Br.), *Nonion labradoricus* (Daw.) и др.

3-а) Глина с гравием и галькой в интервале 92,0–100 м со спектром лесотундры и кедрово-елового редколесья. Единичные радиолярии и губки, а также раковины фораминифер различных эльфи-идиид, кассидулинид, *Nonion orbiculare* (Brady), *N. labradoricum* (Daws.), *Bulimina exilis* (Br.), *Cornispira* sp., *Eponides* sp., *Miliolina* sp., а также планктонная форма *Globigerina* sp. и др.

2-я зона в интервале 100,0–135,0 м – характеризуется тундровым спектром с абсолютным максимумом пыльцы кустарниковых берез и почти полным отсутствием в спектрах пыльцы хвойных пород. В интервале 100,0–115,0 м глина серая, опоквидная с полураковистым изломом, ниже плохо сортирован –

ная порода мореноподобного облика неслоистая, с гравием и галькой. Единичные фораминиферы: *Elphidium granatum* (Gud.), *Proteiphidium orbiculare* (Br.), *Pr. lenticulare* (Gud.), *Cassidulina teretis* (Tapp.), *Cassilamellina islandica* Norv.

и др., радиоларии, спикулы губок. Фораминиферы обнаружены только в нижней части данного интервала.

I-я зона в интервале I35-I37 м отличается от предыдущей увеличением содержания в спектрах пыльцы сосен. Здесь залегает сильно сцементированная алевролитистая глина, местами с ленточной слоистостью. Ниже этого интервала обломки пелеципод и единичные раковины фораминифер.

Аналогичные палинологические зоны выделяются также в разрезах скважин 2I и 5 Полууйского профиля и 9 сангомпанского (по Г.М. Левковской), 55 Гидропроекта (по Н.С. Соколовой, 1965) 7 ВАГТ"а (по Л.В. Голубевой, 1960), а также скважин I9 и I4 и 25 Гидропроекта (по З.П. Губониной, 1959). В частности, обращает на себя внимание, что почти во всех разрезах 3-я зона довольно четко подразделяется на три подзоны, что может иметь коррелятивное значение.

Скважина 3, располагается в I0-I5 км от опорного разреза сангомпанской свиты (обнажение у мыса Сангомпан и скважины 4), а нижняя граница 5 палинологической зоны совпадают с подошвой песчаной сангомпанской пачки по В.К. Хлебникову. Из этого мы заключаем, что 5-я зона соответствует пяк-яхинским межледниковым слоям, имеющим рисс-вюрмский возраст. Как было видно из описаний, только нижняя часть этой зоны сложена осадками бесспорно морского генезиса, в то время как верхняя часть представлена осадками опресненных лагун и ваттов. Осадки этой зоны относятся В.И. Гудиной (1966) то к салемальской толще (скв. 3 и 2I), то к сабунской свите (скв. I7), а Г.И. Лазуковым и И.В. Рейниным (1962) к верхам салехардской свиты (скв. 2I и 26).

4-я зона - с тундро-лесотундровым спектром - формировалась в условиях значительно более сурового климата, по сравнению с современным. Эта зона во всех разрезах совпадает с салехардской свитой Г.И. Лазукова и верхней частью салемальской свиты В.К. Хлебникова. Авторы считают возможным коррелировать 4-ю зону с енисейским горизонтом более южных районов.

3-я палинологическая зона, в ряде скважин расчленяющаяся на три подзоны, соответствует более слабо, по сравнению с 5-ой зоной, выраженному потеплению. примерно отвечающему современным климатическим условиям района. В середине этого интервала было короткое похолодание. Авторы коррелируют 3-ю зону с оплывнинским горизонтом более южных районов. В разбивке В.К. Хлебникова (1959) эта зона соответствует нижней части салемальской свиты, в разбивке В.И. Гудиной и Л.В. Голубевой - её средней части, в разбивке Г.И. Лазукова - в одних разрезах - казымской свите (скв. 55), в других - средней части (салехардской (скв. 2I и 5)). Начало этой зоны соответствует максимальному осолонению бассейна (по Спиру), а конец её - максимальному углублению (по С.Л. Троицкому).

2-я зона с тундровым спорово-пыльцевым спектром по-видимому соответствует максимальному похолоданию, и поэтому сопоставляется авторами с самаровским горизонтом более южных районов. В разбивке В.К. Хлебникова (1959) - 2-я и вероятно 1-я зоны соответствуют морене максимального оледенения, в разбивке Г.И. Лазукова и И.В. Рейнина (1962) - казымской (скв. 55 и 2I) или низам салехардской (скв. 5) свит.

1-я палинологическая зона выделяется нами условно, так как обосновывается недостаточным числом образцов, отобранных к тому же с большими интервалами. В целом она соответствует сравнительно благоприятным климатическим условиям. Однако, имеются некоторые указания на то, что внутри её может быть обнаружена ещё одна зона похолодания. Поэтому мы относим её к перечисленным ниже-среднеплейстоценовым отложениям. В разбивке Г.И. Лазукова она соответствует в разрезе скв. 55 - полуйской свите, скв. 2I и 5 - казымской свите; в разбивке В.И. Гудиной (1966) - низам салемальских слоев и обским слоям.

Самым нижним членом разреза новейших отложений Обского севера являются тильтимские слои В.И. Гудиной (1966), в разрезах 5 и 2I скважин Полуйского профиля, совпадающие с полуйской свитой. Вопрос о их климатической характеристике и возрасте остается открытым. Они могут соответствовать как миндельскому горизонту, так и большему отрезку времени, охватывающему какую то часть плиоцена.

В заключение остановимся кратко на проблеме оледенения. Как было видно из последовательного стратиграфического описания разреза, на всем его протяжении нет ни одного горизонта собственно-ледникового, т.е. континентально-ледникового происхождения. Весь разрез скважин (№№ 3, 5, 2I и I7) представляет документированную морскую толщу, принадлежащую одному морскому бассейну, максимум трансгрессии которого соответствовал 2-ой, 3-ей и 4-ой зонам. Регрессия бассейна (зона 5) протекала в условиях наиболее теплого климата. В разрезе надпойменных террас долины р. Оби собственно ледниковые отложения отсутствуют.

Единственным образованием, которое можно отнести к следам ледниковой деятельности, являются покровные лещики и галечники Салемальского п-ва и Ангальского Мыса. По наблюдениям В.А. Зубакова, на Ангальском мысу у г. Салехарда на отметках 50-75 м развит холмисто-грядовой рельеф с простиранием гряд с СВ на ЮЗ. Высота холмов и гряд до 7-10 м. Строение озовидных гряд можно наблюдать в многочисленных карьерах. Гряды имеют обычно ядро, сложенное глинистым песком или неслоистой супесью с рассеянной галькой (до 15% от объема породы), и валунно-гравийный плащ, мощностью от 0,2 до 1,4 м, в раздувах до 2 м. Среди плохо окатанных валунов и плит из пород уральского происхождения встречаются глыбы размером до 2,5x2,0x3,5 м. Рельеф Салемальского п-ва по наблюдениям В.А. Зубакова и Н.Г. Чочиа холмисто-озерный. Поверхность холмов, высотой не более 10-15 м, сложена глинистыми и песчаными алевролитами с редкой галькой и гравием, который образует остаточный плащ на вершинах холмов.

В целом, особенно на Ангальском мысу, участие льдов в формировании рельефа и отложений было весьма вероятным, а по В.А. Зубакову даже несомненным. Однако, сопряженность этого рельефа с морскими и лагунно-морскими отложениями верхней части ямальской свиты (зоны 4) и регрессивными мужинскими песками, слагающими У морскую террасу, совершенно очевидна. Это обстоятельство позволяет: во-первых, отнести флювиогляциальные озовые формы Ангальского мыса, ко времени енисейско-верхнесалемальского похолодания, а, во-вторых, предполагать развитие в районе пос. Лабитнанги и Ангальского мыса лишь предгорного шельфового ледника, оказавшегося на грунте в начальную фазу регрессии ямальского бассейна, синхронную мужинским слоям.

Многие исследователи (Хлебников, 1959; Лазуков, 1959 и др.) относят ледниковые формы Салемальского п-ва и Ангальского мыса к следам зырянского оледенения. Первоначально к этому склонялся и один из авторов статьи (В.А. Зубаков). Однако такая корреляция кажется необоснованной потому, что палеогеографически невозможно представить одновременное накопление в зырянское время озерных глин III террасы и переход ледника на правобережье Оби. Если такое явление действительно имело бы место, то казанцевская терраса была бы перекрыта мореной, а все более молодые террасы имели бы эту морену в цоколе (как это наблюдается, например, на Енисее).

В действительности же озовидные формы Ангальского мыса и холмистый рельеф Салемальского п-ва являются следами ледниково-шельфово́й формации, развивавшейся в конце ямальской трансгрессии в результате горного оледенения Полярного Урала. В Зырянское (харбейское) время Полярный Урал несомненно имел ледники, но они не выходили в Западно-Сибирскую низменность ниже отметок в 200–250 м. Морены района Лабытнанги (рис. I) по всей вероятности также имеют не вюрмский, а рисский возраст. Таким образом выделенную В.К. Хлебниковым (1959) "салемальскую" стадию оледенения как максимальную для низовьев Оби авторы принимают, но относят её не к вюрму, как В.К. Хлебников (1959) и Г.И. Лазуков (1959), а к рису.

ж

ж

ж

Авторы выражают искреннюю признательность Н.Г. Чочиа за содействие в проведении исследований и подготовке настоящей статьи.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Баулин В.В., Шмелев Л.М. О следах древних криогенных процессов в верхнеплейстоценовых отложениях нижнего течения р. Оби. Сб. "Вопр. криологии при изучен. четверт. отлож. М., 1962.
- Галеркина С.Г., Лазуков Г.И. Четвертичные отложения на участке ст. Обская – пос. Саррото (по данным бурения). Тр. ВНИГРИ, в. 159, 1960.
- Голубева Л.В. Спорново-пыльцевые спектры четвертичных отложений северо-западной части Западно-Сибирской низменности. Тр. ГИН АН СССР, в. 31, 1960.
- Гольберт А.В., Гудина В.И., Левковская Г.М. Некоторые особенности минералогического состава и условий образования морских четвертичных отложений на севере Западной Сибири. Сб. "Основные проблемы изучения четвертичного периода". Изд. Наука, 1965.
- Губонина Э.П. Предварительные данные палеоботанического изучения плейстоценовых отложений севера Западной Сибири. Тр. ин-та геогр. АН СССР, в. 77, 1959.
- Гудина В.И. Фораминиферы и стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада Сибири, Изд. Наука, 1966.
- Зубаков В.А., Левковская Г.М., Чочиа Н.Г. Стратиграфия и абсолютный возраст новейших отложений п-ва Ямал. Геол. и геофиз. № , 1967.
- Кац Н.Я., Кац С.В. Стратиграфия торфяников Приобского севера. Тр. Ком. по изуч. четв. периода, т. УП, в. I, М., Изд. АН СССР, 1948.
- Лазуков Г.И. О размерах и характере зырянского оледенения на северо-западе Западно-Сибирской низменности. Вестн. МГУ, № 4, 1959.
- Лазуков Г.И. Четвертичные отложения северо-запада Западно-Сибирской низменности. Тр. ВНИГРИ, в. 158, 1960.

- Лазуков Г.И., Рейнин И.В. Стратиграфия четвертичных отложений Обско-Пуровского междуречья. В кн. "Решения и труды межвед.совещ. по стратиграфии Западно-Сибирской низменности". Л., 1962.
- Попов А.И. Вечная мерзлота в Западной Сибири. Изд-во АН СССР, 1953.
- Рейнин И.В., Лазуков Г.И., Левковская Г.М. Итоги изучения четвертичных отложений севера Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Тр. ВНИГРИ, в. 225, 1963.
- Соколова Н.С. Палеоботаническая характеристика четвертичных отложений бассейна Нижней Оби. В кн. "Палеогеография четвертичного периода", изд. МГУ, 1965.
- Сукачев В.Н. К вопросу об изменении климата и растительности на севере Сибири в послетретичное время. Метеорологический вестник, т. 32, № 1-4, 1922.
- Чочиа Н.Г. и Кузин И.Л. Новейшая тектоника Западно-Сибирской низменности. "Геология СССР", т. XIV, ч. I. изд. Недра, 1964.

О ПРОБЛЕМЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В последние годы ведется оживленная дискуссия вокруг проблемы четвертичного оледенения Западно-Сибирской низменности. Мнения исследователей резко расходятся. В работах Б.Н. Городкова, В.А. Обручева, Я.С. Эдельштейна, С.Г. Боча, И.И. Краснова, В.Н. Сакса, С.А. Стрелкова, Г.И. Лазукова, С.А. Архипова, В.Д. Тарноградского, Ю.Ф. Захарова, В.А. Лидера и многих других приводятся многочисленные материалы в пользу материкового оледенения низменности.

Некоторые геологи высказываются против покровного оледенения на севере Западной Сибири (Попов, 1949, 1965; Загорская и др., 1965; Зубаков, 1965 и др.) Наиболее крайних взглядов на эту проблему придерживаются Н.Г. Чочиа и И.Л. Кузин (1965). Они утверждают, что "оледенений в пределах Западно-Сибирской низменности не было". Под влиянием настойчивых и очень частых вышеприведенных негативных выступлений названных геологов многие исследователи, признавая вообще покровные оледенения Западной Сибири, стали менять свои прежние представления, пытаясь каким-то образом увязать столь различные точки зрения. Лишь этим обстоятельством можно объяснить появившиеся в последнее время в печати такие априорные и, на наш взгляд, неверные высказывания, как: "в пределах области трансгрессий север низменности не перекрывался ни одним четвертичным оледенением" (Лазуков, 1965); существующие представления о ледниковых отложениях Западной Сибири как продуктах покровного оледенения недостаточны и неверны" (Зубаков; 1965); "северные линии с. Перегребное в естественных обнажениях гипсометрически на месте среднечетвертичных ледниковых отложений в низовьях Оби оказываются морские отложения (салехардская свита), содержащие фауну холодноводного морского бассейна нормальной солености". (Стрелков и др., 1965).

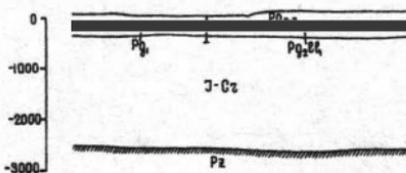
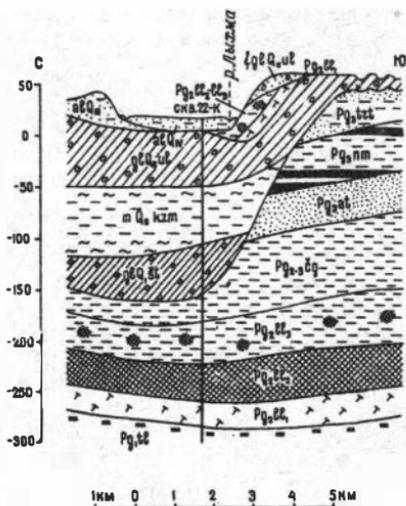
Неоднократные высказывания И.Л. Кузина и Н.Г. Чочиа (1965) о том, что "принятие ледникового генезиса покровных образований делает невозможным использование геологических данных для построения структурных схем, установления не только амплитуд, но

иногда даже знака новейших тектонических движений", вызывает недоумение. Геологическое строение приповерхностных толщ не может зависеть от воззрений исследователя. Ведь объективно существующие некоренные выходы дочетвертичных пород и крупные экзотектонические дислокации не исчезнут, если их будут исследовать геологи, стоящие на позициях морского происхождения основных четвертичных толщ. Пусть это будут не ледниковые отторженцы, а оползни, и не гляциодислокации, а иные экзотектонические деформации; все это реально существующие в природе тела и формы. И от перемены названий содержание и форма конкретных геологических тел не изменится. Поэтому непонятна та настойчивость, с которой упомянутые геологи, отрицая гляциальную природу тех тел и форм, которые представляются нам отторженцами и гляциодислокациями, утверждают, что с позиций "ледниковизма" невозможно познать истинное тектоническое строение приповерхностных толщ Западной Сибири.

И.Л. Кузин и Н.Г. Чочиа считают, что существующие в Западной Сибири отторженцы "проще объяснять различными гравитационными перемещениями пластичных пород в условиях расчлененного рельефа, чем экзарационной и транспортирующей деятельностью ледника".

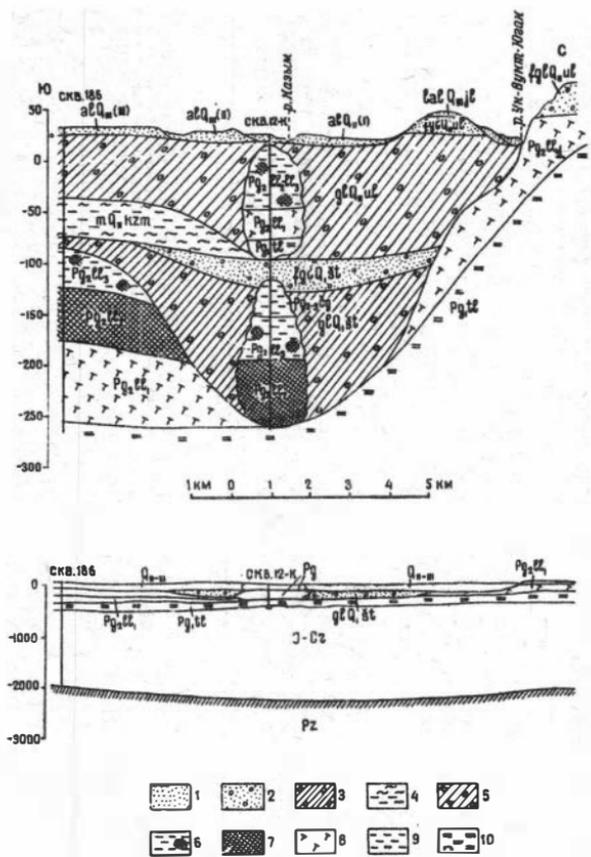
Следует заметить, что отторженцы палеогеновых пород подстилаются слоем моренных суглинков. Они обнаружены в местах, где по геологическим (буровым) и геофизическим данным установлено спокойное залегание мезозойско-кайнозойских толщ. Одновозрастные с отторженцами породы обычно вскрываются скважинами на значительной глубине от дневной поверхности.

Несмотря на неоднократные попытки "закрыть ледниковые отторженцы" в Западной Сибири, последние существуют и число их продолжает увеличиваться. Пытаясь доказать коренную природу выходов палеогеновых пород в Ханты-Мансийске (самаровский отторженец) И.Л. Кузин и Н.Г. Чочиа (1966) при описании этих выходов отбрасывают все, что противоречит их концепции, или просто приводят неверные сведения. Справедливые замечания против игнорирования И.Л. Кузиным и Н.Г. Чочиа (1966) очевидных фактов были сделаны в статьях С.А. Стрелкова и др. (1965) и С.Б. Шацкого (1965, 1966). Дополнительно можно привести следующие соображения.



Р и с. I. Разрез правого склона долины р. Лыхма в 10,4 км вверх по течению от устья р. Нум-Ай-Юган.

I - Аллювиальные отложения верхнечетвертичные (alQ_{IV}) и современные (alQ_{IV}). 2 - Водноледниковые пески устьяпинской толщи ($fglQ_{II} ul$). 3 - Ледниковые суглино-супеси устьяпинской толщи ($glQ_{II} ul$). 4 - Эстуарные глины и алевриты казымской свиты ($mQ_{III} kzm$). 5 - ледниковые суглино-супеси шайтанской толщи ($glQ_I st$). 7 - пески и глины туртасской свиты ($Pg_3 trt$). 8- Глины лигнитносные новомихайловской свиты ($Pg_3 nm$) 9 - Пески атлымской свиты ($Pg_3 at$). 10 - Бейделитовые глины чеганской свиты ($Pg_{2-3} ch$). II - Диатомовые глины верхнеюлиновской подсвиты ($Pg_2 ll_3$). I2 - диатомиты среднеюлиновской подсвиты ($Pg_2 ll_2$). I3 - Опоки нижнеюлиновской подсвиты ($Pg_2 ll_1$). I4 - Алевритовые глины талицкой свиты ($Pg_1 tl$).



Р и с. 2. Разрез долины р. Казым в 2I км вверх по течению от устья р. Амня.

I - Аллювиальные отложения верхнечетвертичные (Q_{III}) и современные (Q_{IV}). 2 - Водноледниковые пески устьяпинской толщи ($fglQ_{II-ul}$). 3 - Ледниковые суглино-супеси устьяпинской толщи (glQ_{II-ul}). 4 - Эстуарные глины и алевриты казымской свиты (mQ_{kzm}). 5 - Ледниковые суглино-супеси шайтанской толщи (glQ_{I-st}). 9 - Бейделлитовые глины чеганской свиты ($Pg_{2-3\ cг}$). 6 - Диатомовые глины верхнеюлиноворской подсвиты ($Pg_{2\ 11_3}$). 7 - Диатомиты среднеюлиноворской подсвиты ($Pg_{2\ 11_2}$). 8 - Опоки нижнеюлиноворской подсвиты. 10 - Алевритовые глины талицкой свиты / $Pg_1\ tl$ /.

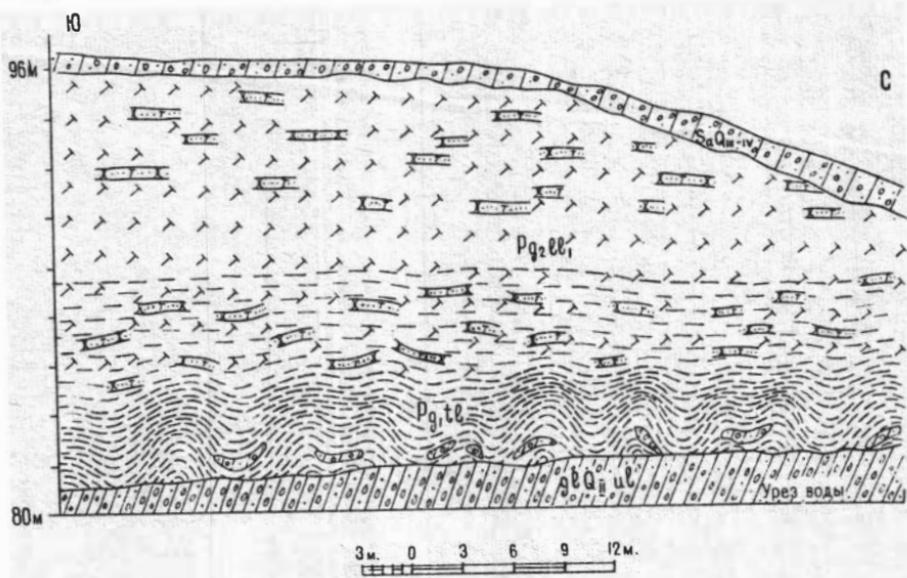
И.Л. Кузин и Н.Г. Чочиа (1966) утверждают, что в обнажении у Пионерской горы опокovidные глины находятся в коренном залегании и являются пресноводными осадками средне-позднеолигоценового и миоценового времени. Но они не пишут, что среди опокovidных глин в достаточно больших количествах присутствуют прослои настоящих кремневых опок, которые в озерных условиях не могли образоваться. В статье И.Л. Кузина и Н.Г. Чочиа не сказано, что опокovidные глины и опоки подстилаются типичными моренными супесями и суглинками с крупнообломочным матеpилом, а также о том, что находки среднеэоценовых диатомей были обнаружены именно в морене, явно в переотложенном состоянии.

Автором настоящей статьи уже опубликованы материалы об отторженцах дочетвертичных пород в бассейне р. Северной Сосьвы (Захаров, 1965_{1,2}). Ниже приводятся описания ещё трех отторженцев, найденных на площадях, покрытых детальной сейсмической съемкой. Материалы последней свидетельствуют о практически горизонтальном залегании здесь верхних горизонтов осадочного чехла^х).

Крупный отторженец опок и диатомитов люлинворской свиты находится на правом склоне долины р. Ляхма в 10,4 км вверх по течению от устья р. Нум-Ай-Юган (рис. 1). Здесь ещё в пятидесятих годах был установлен выход опок и диатомитов люлинворской свиты (эоцен), мощностью около 20 м и протяженностью свыше 100 м (Рудкевич, Волков, 1959). Специально пробуренная в 1 км к северо-западу от этого выхода скважина 22-к под 150 м четвертичных отложений вскрыла диатомовые глины верхнелюлинворской подсвиты. Обнажающиеся же на склоне долины опоки нижнелюлинворской подсвиты в нормальном залегании были достигнуты скважиной на глубине 270 м.

С раннечетвертичным (шайтанским) ледниковым покровом мы связываем образование самого крупного из известных в Западной Сибири отторженца палеогеновых пород (рис. 2). Скважина 12-к, пробуренная в долине р. Казым в 21 км вверх по течению от устья р. Амня, в одной из самых глубоких впадин дочетвертичного рельефа прошло 180 м по согласно залегающим породам чеганской свиты, верхнелюлинворской и среднелюлинворской подсвит и, не встретив нижнелюлинворской подсвиты, которая имеет в соседней скважине

^х) Все работы проводились Тюменским геологоуправлением.



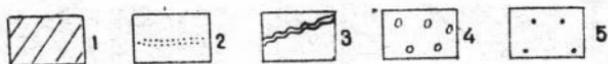
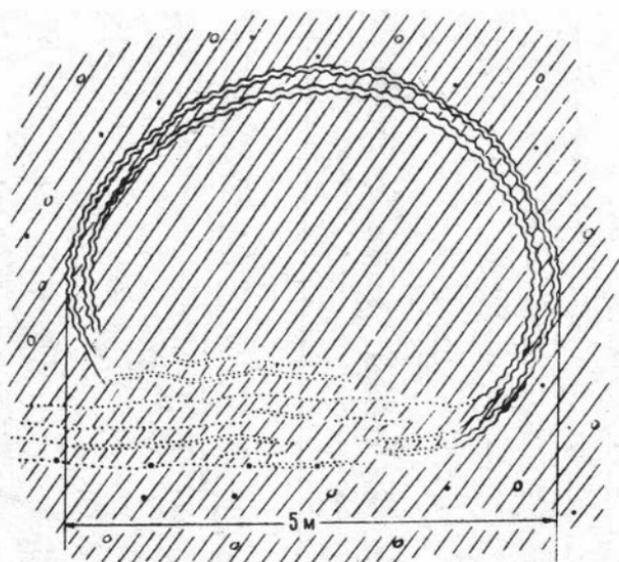
Р и с. 3. Разрез левого склона долины р. Хура в 5 км выше устья р. Карья.

1 - Алевритовые глины талицкой свиты ($Pg_1 tl$). 2 - Опоковидные песчаники и 3-опоки нижнеэлювиальной подсвиты ($Pg_2 tl_1$)
 4 - Ледниковые суглинки с гравием, гальками и валунами (устыляпинская толща - ($gl Q_{II} ul$)). 5 - Покровные суглинки и супеси ($sa Q_{III-IV}$).

90-метровую мощность, вошла в верхнеталицкую подсчиту палеоцена. К сожалению, интервал, в котором находится подошва отторженца (минус 340 м), пройден без отбора керна. М.Я. Рудкевич в 1959 году считал, что выпадение из разреза толщи опок с несомненно-стью свидетельствует о наличии сброса, через который прошла скважина. Возникновение такого нарушения, затухающего на глубинах 400 м, упомянутый исследователь связывал с деятельностью наступающих льдов покровного оледенения. Перекрывается этот колоссальный по мощности отторженец 27-метровой пачкой флювиогляциальных песков с гравием, гальками и валунами. Выше по разрезу залегает ещё один мощный отторженец палеогеновых пород, относимый нами уже к максимальному оледенению. Он состоит из 24-метровой пачки палеоценовых (талицкая свита) темных коричневатых алевритистых глин, нижнелюлинворских опок (40 м) и верхнелюлинворских диатомовых глин и глинистых диатомитов (50 м). Этот отторженец несет на себе следы воздействия льдов, проявившиеся в виде смятия, некоторого смещения и выпадения отдельных горизонтов. Все эти признаки наблюдались у кровли и подошвы отторгнутого блока. В его основной части породы представляют монолитную толщу. По геолого-геофизическим данным опоки здесь должны находиться в 50-100 м и ниже уровня моря.

Обилие отторженцев в одной и той же впадине объясняется относительной близостью от неё (15 км) крупной положительной структуры — Мозямского вала, сильно расчлененного и высоко приподнятого в дочетвертичном рельефе и являвшегося серьезным препятствием на пути движения ледника по долине Праказыма.

Крупный отторженец палеогеновых пород описан геологом Тюменского геологического управления А.Ф. Матвеевым в долине р. Хура в 5 км выше устья р. Карья (бассейн р. Северной Сосьвы) (рис. 3). На левом берегу реки находятся сильно дислоцированные, а в верхней части выхода-перемятые, алевритистые глины талицкой свиты, опоки и опоквидные песчаники нижнелюлинворской подсвиты. Подстилаются палеогеновые породы моренным суглинком с гравием, гальками и валунами (устьяпинская толща бахтинского надгоризонта). По геолого-геофизическим данным выходящий здесь палеоцен должен залегать на 150-200 м глубже дневной поверхности.



Р и с. 4. Разрезы внутрисадочного канала (трубы) в правом склоне долины р. Оби в 2 км выше с. Карымкары.

1 - Ледниковая супесь. 2 - песчаные прослойки. 3 - Стенки канала (трубы). 4 - Гальки. 5 - Гравий.

Все эти примеры отторженцев и глянциодислокаций вряд ли возможно объяснить следствием гравитационных перемещений в условиях расчлененного рельефа. Крупные экзотектонические складки (до 1 км) и иные деформации, затухающие на глубинах 50-250 м не могли возникнуть и за счет пучения и просадок многолетнемерзлотных пород (Кузин, Чочиа, 1966). Решающую роль в их образовании играли покровные оледенения. Размеры и энергия ледников были весьма значительными. В Северном Зауралье они проделали весьма большую работу, переместив и деформировав крупные блоки палеогеновых пород.

Ледники оставили после себя совершенно неслоистые мощные (40 м и более) толщи однотипных суглинистых валунных пород. Местами эти породы имеют заметную слоистость и отмечается "высокая степень окатанности слагающих их частиц" (Чочиа, Кузин, 1965). Оба эти признака используются для доказательства морского происхождения пород. Между тем, материал морены захвачен ледником из морских толщ палеогена, где терригенные частицы уже достаточно хорошо окатаны и отсортированы. Поэтому степень окатанности терригенного материала в морене не может доказывать морское происхождение отложений. Более важным является другой диагностический признак породы: сильная перемятость и перетертость минеральной массы, иногда нацело состоящей из палеогеновых опок, глин, алевроитов и т.д. в перемешку со щебенкой и глыбами этих же пород.

Вполне вероятны в морене и признаки слоистости, нередко имеющие специфический характер.

Так, на правом берегу р. Оби (в 2 км выше с. Карымкары) в нижней части 4-метровой толщи сложенной почти нацело типичной моренной супесью с гравием, гальками и валунами кристаллических пород, наблюдается "канал" округлой формы диаметром до 1,5 метров (рис. 4). Стенки этого "канала" (трубы) имеют отчетливую ребристость, а сама полость выполнена той же моренной супесью, что и вмещающая морена. В нижней части "канала" наблюдаются прослойки песка, заканчивающиеся у его стенки или уходящие в тело морены. Образование такой трубы и заполнение её материалом, обычным для окружающей морены, можно только представить внутри недражного тела.

Аналогичное происхождение имеют линзовидные прослои и карманы разнозернистых песков с гравием и галькой. Они обычно интенсивно деформированы, вплоть до появления мелких разрывов, сбросов, взбросов и самых причудливых изгибов. Возникновение таких деформаций проще объяснить деятельностью движущихся льдов, чем условиями морской седиментации.

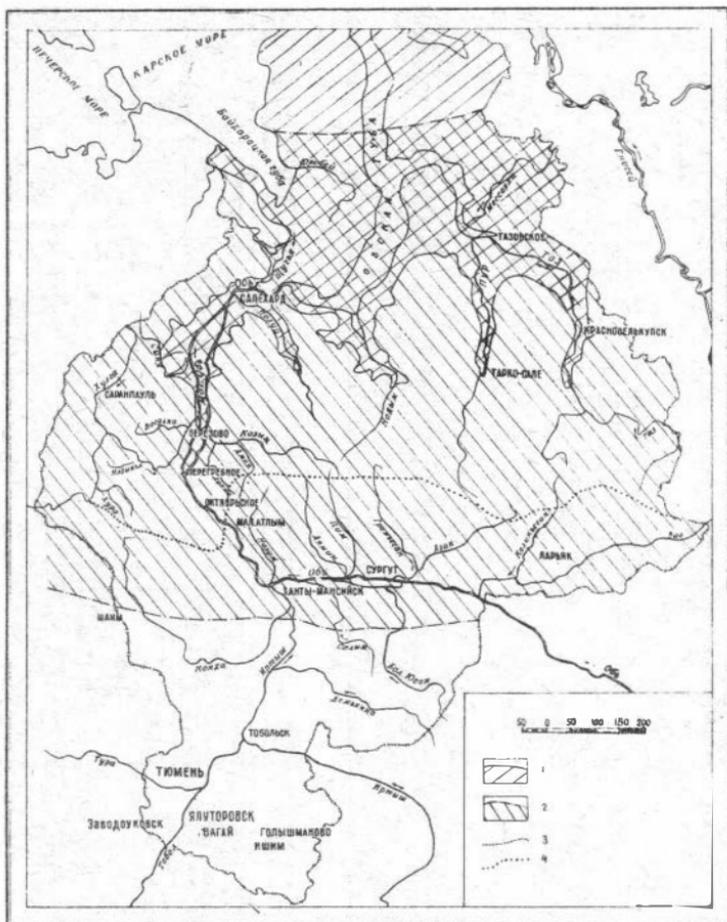
И.Л. Кузин и Н.Г. Чочиа (1965) утверждают, что "общее количество крупнообломочного материала, содержащегося в четвертичных отложениях низменности, невелико". По их подсчетам оно убывает от Урала к центру Западной Сибири от 10 до 0,5-1%. По нашим данным, степень насыщения четвертичных отложений крупнообломочным материалом уральского происхождения несколько выше. Однако, если даже принять цифры упомянутых исследователей, оказывается, что в четвертичных отложениях северо-западной части Западной Сибири содержится столько крупнообломочного материала, что его объем составляет около 1/5 всего объема современного восточного склона Северного, Приполярного и Полярного Урала, возвышающегося ныне над низменностью. Под силу ли плавающим льдам (а Н.Г. Чочиа и И.Л. Кузин считают их "основным транспортирующим агентом") переместить на столь значительные расстояния такое огромное количество материала (не принимая во внимание ещё большего объема перемещенного мелкозема)? Против такого преувеличения транспортирующей деятельности плавающих льдов в Ямальском бассейне предостерегает один из основоположников теории морского генезиса "мореноподобных толщ", А.И. Попов (1965). Он полагает, что такой разнос был бы существенно затруднен из-за длительного стояния у берегов Уральской гряды паковых льдов, а один припайный лед не в состоянии обеспечить разнос огромного количества валунника.

Для объяснения "обилия крупнообломочного материала в осадках полуиской свиты", который не мог попасть туда с плавающими льдами, И.Л. Кузину и Н.Г. Чочиа (1965) приходится допускать размыв гипотетических "песчано-галечных отложений континентального палеогена". Однако, ни в одной из скважин и ни в одном из обнажений на севере и в центре Западной Сибири никто из исследователей, включая и названных геологов, не находил ни "песчано-галечных отложений континентального палеогена", ни "неогеновых аллювиальных отложений".

Одним из основных доказательств морского генезиса валуно-содержащих отложений является, по мнению И.Л. Кузина и Н.Г. Чочиа (1965) присутствие в них фораминифер. Эти авторы указывают что комплексы фораминифер "прослежены в пределах почти 3/4 площади всей зоны максимального распространения ледниковых покровов". Но это далеко не так. Фораминиферы обнаружены не во всей ледниковой зоне, а лишь в двух узких погребенных эстуариях, совпадающих с долиной р. Оби и Ляпинской впадиной.

Следами обширной морской трансгрессии И.Л. Кузин считает ярусность рельефа севера Западно-Сибирской низменности. Он выделяет шесть морских террас. Однако, вызывает возражение выделение пятой (80-120 м) и шестой (150-180 м) морских террас. Топогеодезические работы, выполненные в большом объеме Тюменским геологическим управлением на севере Западной Сибири, различные геолого-геоморфологические исследования и существующие картографические материалы свидетельствуют, что подмеченной И.Л. Кузиным (1965) "выдержанности высот в пределах этих уровней", как и "наличия разделяющих их четких уступов" в действительности не существует. Точно также нельзя говорить об "однообразии литологического состава и постоянстве мощностей слагающих их (террасы Ю.З.) осадков" для столь обширных территорий, так как общеизвестна резкая фациальная изменчивость приповерхностных четвертичных толщ, особенно залегающих на больших абсолютных высотах.

Подмеченная И.Л. Кузиным ярусность высоких междуречных пространств настораживает уже потому, что ранее, шестая морская терраса называлась им 200-метровой, а впоследствии превратилась в 150-метровую. Если бы действительно существовала такая четкая ярусность, то указанной смены высот у одной и той же террасы в одном и том же регионе не могло бы произойти. В самой последней работе И.Л. Кузина (1966) шестая морская терраса вообще исчезла и "наиболее высокой из террас этого комплекса" стала "пятая морская терраса высотой 100-120 м". И.Л. Кузин (1965) считает, что в ямальское время "почти вся Западно-Сибирская низменность была покрыта водами единого бассейна, на севере морского, на юге пресноводного". Отложения ямальской серии он относит к неогеновой системе. Однако, все геоморфологические уровни на юге Западной Сибири, соответствующие по высоте, а по утверждению



Р и с. 5. Схема взаимоотношения покровных льдов и морских вод в эпоху максимального оледенения на севере Западной Сибири.

1 – Область распространения морского бассейна. 2 – Область распространения покровного оледенения. 3 – Граница Тюменской области. 4 – Южная граница морского бассейна в эпоху максимального оледенения по И.Л. Кузину и Н.Г. Чочиа (1965).

И.Л. Кузина и по возрасту, аналогичным уровням на севере, сложены бесспорно четвертичными осадками. Их возраст обосновывается большим количеством находок фауны млекопитающих, пелеципод, диатомовых водорослей и других органических остатков. Вместе с тем, все эти отложения не могут считаться образованиями "единого бассейна". Это типично континентальные аллювиальные, аллювиально-озерные и озерные отложения (Лазуков, 1965; Архипов, 1965; Стрелков и др., 1965).

В заключение хотелось бы подчеркнуть, что автор вовсе не отрицает существования морских толщ на севере Западно-Сибирской низменности.

Автор лишь против бездоказательного распространения выявленных для этих осадков характеристик на всю территорию севера низменности. По нашему глубокому убеждению, большая часть территории севера Западно-Сибирской низменности и все примыкающие к ней горные обрамления в отдельные эпохи плейстоцена неоднократно (не менее двух раз) подвергались покровным оледенениям (рис. 5).

Сейчас перед тюменскими геологами встала новая, не менее важная, чем поиски нефти и газа, задача - удовлетворить огромную, все возрастающую потребность в строительных материалах, главным образом в песчано-гравийных смесях. Для решения этой задачи геологи-производственники должны быть вооружены знанием достоверной, объективной палеогеографической обстановки, позволяющей делать научно обоснованные прогнозы поисков строительных материалов.

Л и т е р а т у р а

Архипов С.А. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в антропогеновом периоде. Опыт составления серии палеогеографических карт. В сб. "Основные проблемы изучения четвертичного периода", Наука, М., 1962.

Гудина В.И. Стратиграфическое расчленение четвертичных отложений по микрофауне в районе Мужинского Урала. Труды ИГиГ АН СССР, вып. 9, 1964.

Загорская Н.Г., Яшина З.И. и др. Морские неоген- (?) четвертичные отложения нижнего течения реки Енисей. "Недра", 1965.

Захаров Ю.Ф. Атектонические структуры Северного Зауралья (следы максимального оледенения). Труды Зап.Сиб.НИГНИ, вып. I, 1965.

Захаров Ю.Ф. Четвертичные оледенения Нижнего и Среднего Приобья, Северного Зауралья и их корреляции. В сб. "Основные пробл. изуч. четверт. периода". "Наука", 1965₂.

Зубаков В.А. Опыт палеогеографического анализа криогенных формаций Западной Сибири. Тезисы доклада совещ. по геоморф. и неотектон. Сибири. Новосибирск, 1965.

Кузин И.Л. Геоморфологические уровни севера Западной Сибири. Тр. ВНИГРИ, вып. 225, 1963.

Кузин И.Л. и Чочиа И.Г. Проблема оледенений Западно-Сибирской низменности. В сб. "Основные пробл. изуч. четверт. отложений". "Наука", 1965.

Кузин И.Л., Чочиа Н.Г. Самаровский и Юганский "ледниковые отторженцы" Западной Сибири. В сб. "Четвертичный период Сибири!" "Наука", 1966.

Лазуков Г.И. Возраст морских четвертичных отложений и основные этапы развития севера Западной Сибири. В сб. "Основные проблемы изучения четвертичного периода". "Наука", 1965.

Попов А.И. Некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода в Западной Сибири. Вопросы географии, Географгиз, сб.12, 1949.

Попов А.И. Сопоставление опорных разрезов четвертичных отложений севера Западной Сибири и Большеземельской тундры. В сб. "Основные проблемы изучения четвертич. периода". "Наука", 1965.

Рудкевич М.Я., Волков А.И. О периоде дизъюнктивных дислокаций третичных отложений Казымского р-на в Нижнем Приобье. "Сов. геология", № 5, 1959.

Стрелков С.А., Сакс В.Н. и др. Проблемы четвертичных оледенений Сибири. В сб. "Основные пробл. изуч. четвертич.отложений". "Наука", 1965.

Щацкий С.Б. Ледниковые отторженцы в четвертичных отложениях юрт Еутских на р. Большой Юган и вблизи г.Ханты-Мансийска. В сб. "Основн.пробл. изучения четверт. периода", "Наука", 1965.

Щацкий С.Б. Примечания к статье И.Л.Кузина и Н.Г.Чочиа "Самаровский и Юганский отторженцы Зап.Сибири!" В сб. "Четверт. период Сибири", "Наука", 1966.

МАТЕРИАЛЫ К СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ
ПЛЕЙСТОЦЕНА ЧУМЫШСКОГО ПРИСАЛАИРЬЯ

В Чумышском Присалаирье происходит постепенное снижение рельефа на запад от высоких водоразделов с абсолютными отметками 270–300 м к эрозионно-аккумулятивной поверхности с высотами 200–220 м, в которую вложены террасы речных долин. Снижение рельефа сопровождается погружением в Бийско-Барнаульскую предгорную котловину палеозоя и резким увеличением мощности рыхлой толщи. Если на высоких водоразделах покровные суглинки и супеси редко достигают мощности 10 м, то в пределах эрозионно-аккумулятивной равнины и пологого к ней склона рыхлая толща, согласно буровых работ ЭГУ, увеличивается до 100–150 м. Верхние слои её доступны для изучения в естественных обнажениях.

В процессе палеогеоморфологических исследований нами описаны обнажения этой поверхности по р. Чумышу у сел Кытманово, Шадринцево и Новозыряново и разрезы террас и поймы у сел Бураново, Погорелки и Кытманово. Для толщ из указанных обнажений выполнен петрографический анализ (А.Н. Зудин), определены остатки остракод (Т.А. Казьмина), моллюсков (И.А. Волков), костей млекопитающих (Э.А. Вангенгейм, В.Ф. Гончаров) и спорово-пыльцевые комплексы (М.Р. Вотях). Результаты этого изучения и излагаются в настоящей статье. Мы думаем, что полученные новые материалы представляют интерес для стратиграфии и палеогеографии плейстоцена слабо изученного в этом отношении Салаирского кряжа.

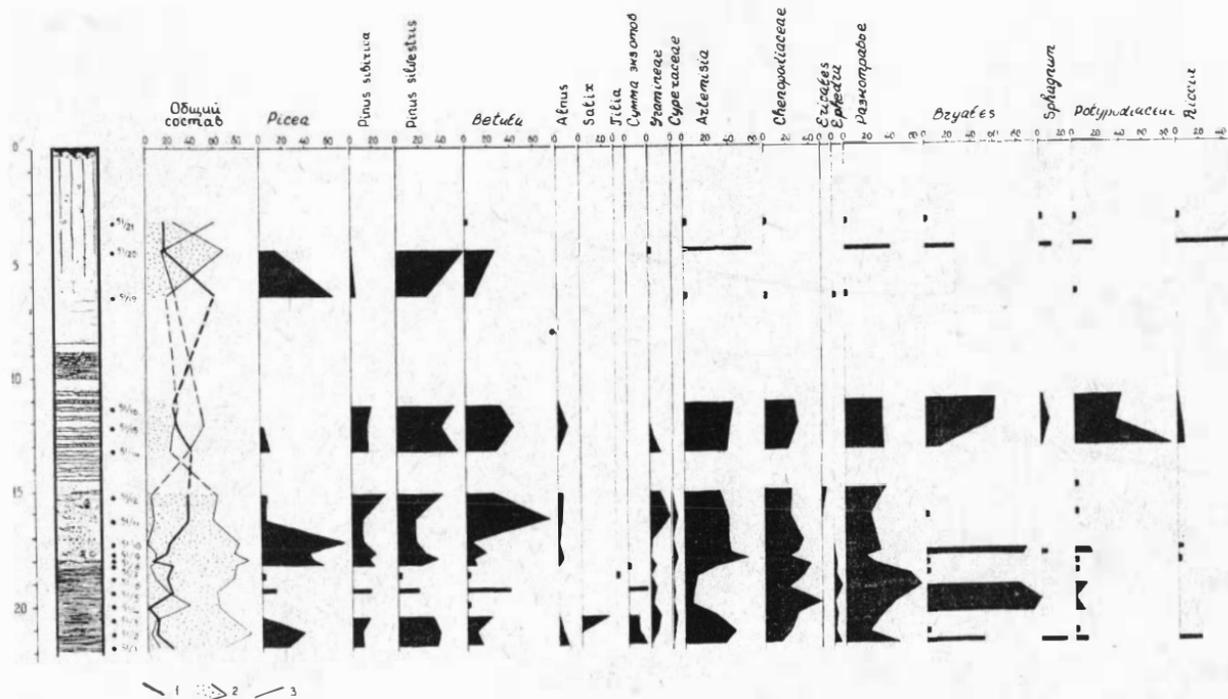
На левом берегу р. Чумыша у кирпичного завода в с. Кытманово и на правом берегу выше с. Шадринцево до 3–4 м над урезом воды обнажаются плотные, горизонтально слоистые сизые суглинки, сверху с прослоями и мелкими линзочками песка. Количественно-минералогические особенности состава терригенных обломков этих суглинков приведены в таблицах 1 и 2. Поэтому ниже дается лишь качественная характеристика.

Зерна кварца имеют неправильную форму, водяно-прозрачны, иногда с многочисленной "пылью" рудных включений, с зеленой слюдкой и сагенимом. В отдельных зернах наблюдается волнистое

угасание и регенерация. В зернах полевых шпатов^{х)} спайность обнаруживается не постоянно, ещё реже наблюдается двойникование. Некоторые калиевые полевые шпаты волнисто угасают. У плагиоклазов преобладает альбитовый закон двойникования (отрицательное удлинение). Измерены № № 15, 17, 20 (?), 24, 27 (3) (методами Бекке и Беккера, Райта и Мисель-Леви). Зеленые слюды содержат включения рудных минералов, сагенита, кварца. Карбонаты обломочно-угловатого габитуса, иногда с двойниками. Группа эпидота представлена преимущественно зернами микроагрегатного строения со значительным загрязнением землистой нерудной массой. Среди включений определены: сагенит, апатит, альбит. Встречены агрегаты с черными рудными минералами, хлоритом, роговой обманкой. В группе преобладают маложелезистые разновидности (низкое двупреломление). Роговые обманки по содержанию железистого компонента подразделены на 2 группы: 40-60% - 2/3 всех зерен, свыше 60% - порядка 1/3 зерен. Зерна их чаще густо окрашены и слабо шестоваты. Наблюдается апацитизация, включения полевых шпатов, апатита (?). Ильменит иногда содержит включения сагенита. Гранаты преобладают бесцветные, изредка аномальные и с различными включениями. Турмалин буро-зеленый, реже розовый и желтый, иногда зональный, часто с многочисленными, концентрически расположенными включениями.

Анализируя минеральный состав кислых суглинков, группируя его компоненты во все возможные парагенезисы, мы пришли к выводу, что вероятно, область сноса обломочного материала сложена дислоцированными комплексами зелено-сланцевых и, в меньшей степени, эпидот-амфиболовых метаморфических пород, осадочными терригенными толщами, известняками, кислыми и, частью, средними магматическими телами. Таковой является непосредственно прилегающая часть Салаира и Горного Алтая, сложенная спилито-кератофировой формацией кембрия, слабо метаморфизованными породами палеозоя, прорванными гранитоидами.

х) Содержание калиевых полевых шпатов, кислых (№№ 0-25), средних (№№ 25-50) и основных (№№ 50-100) плагиоклазов определено пересчетом данных о соотношении кварц-полевешпатовых зерен, преломляющих выше и ниже жидкостей: $n_1 = 1,543$; $n_2 = 1,527$; $n_3 = 1,559$, данных коноскопирования 50-100 зерен в n_1 .



Р и с. I. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза водораздельной поверхности у с. Кытманово.

1 - пыльца древесных пород; 2 - пыльца трав;
3 - споры.

Палинологические исследования (рис. I) показали, что в составе пыльцы и спор из сизого суглинка у с. Кытманово преобладает (60–80%) пыльца травянистых растений, пыльца древесных пород достигает 20%, спор чаще всего не более 10% (в обр. 4 – до 37% за счет спор земных мхов). Такого типа спорово-пыльцевые комплексы характерны для современных пойменных отложений степной и лесостепной зон Западно-Сибирской низменности (Гричук, 1959). Судя по составу спорово-пыльцевого спектра, накопление сизых суглинков происходило при господстве в ландшафте открытых пространств с увлажненными участками и островными лесами. Травянистый покров принадлежал типу разнотравных степей (преобладает пыльца разнотравья, полыней, лебедовых, меньше пыльцы злаковых, осоковых, присутствует пыльца эфедры). Леса состояли из ели, сосны обыкновенной и кедровидной, березы, во влажных местах росли ольха и ива. Из споровых растений наиболее широко были развиты зеленые мхи, папоротники, меньше сфагновые мхи.

Сизые суглинки у с. Кытманово содержат многочисленные остатки остракод. Видовой состав их по мнению Т.А. Казьминой, сходен с комплексом остракод фэдосовской свиты Барабы и Новосибирского Приобья, датируемой средним плейстоценом. Для него характерно преобладание *Candoniella subellipsoidea* (Scharapova), видовое разнообразие рода *Candona* и появление видов *Limnocythere postconcaeva* Negadaev и *L. manijetschensis* Negadaev. Указанные остракоды характеризуют пресноводные и озерно-пойменные условия осадконакопления.

При посещении обнажения у с. Кытманово в 1966 г. В.В. Вдовиним, Э.А. Сваричевской, А.М. Малолетко и А.И. Лаврентьевым из средней части сизых суглинков извлечен кусок позвоночника (из семи позвонков) и метаподий, по определению В.Ф. Гончарова, принадлежащие *Bison priscus* Vojs.

В изученных обнажениях (табл. I и II) сизые суглинки вверху содержат первоначально тонкие прослои песков, а затем полностью замещаются песками. Пески косослоистые, внизу содержат зерна гравия, гальку и отдельные слабо окатанные валуны. Вверху они горизонтально слоистые, с отдельными волнисто-косого типа сериями, с тонкими прослоями и линзами легкого бурого суглинка. В нижней части песков у с. Кытманово встречаются в изобилии раковины моллюсков, найдены кости (2 лопатки) слона (определение Э.А. Вангенгейм). Мощность песков до 4–4,5 м.

Количественно-минералогическая характеристика песков показана в таблицах I и II. Характеристика свойств важнейших минералов (алевритовой фации) своеобразна.

Кварц аналогичен описанному выше и, кроме того, сильно трещиноват; среди включений отмечены пластины Бёма. Среди зерен полевых шпатов вышеописанного типа иногда встречаются калиевые полевые шпаты пертитовые, а альбиты часто с многочисленными включениями. Судя по знаку удлинения двойниковых швов, законы двойникования разнообразны (альбитовый, периклиновый и др.). По углу погасания определены плагиоклазы № 4, 6, 10, 15, 23, 25, (2), 27 (4), 28, 30 (2), 31, 32, 33 (2), 35, 40 (3), 48, 51, 55, 80 (?).

Минералы группы эпидота представлены, главным образом, высоко железистыми разновидностями, по форме зерен тождественными ранее описанным. Роговые обманки в песках более разнообразны как по морфологии зерен, так и по диапазону содержания в них железистого компонента: густоокрашенные пластинчатые с редкими включениями кварц-полевошпатовых зерен и рудных (Fe 40%); шестоватые с включениями овальных апатитовых (?) зерен, иногда в агрегате с полевыми шпатами (один раз по углу угасания определен плагиоклаз № 32) (Fe = 40-60%); сильно апацитизированные (?) с газово-жидкостными полостями (?) иногда в агрегате с эпидотом (Fe 60%). Содержание групп от образца к образцу колеблется. Не всегда совпадают границы групп по железистости и по морфологическим особенностям. Гиперстены - высоко железистые, часто с железной слюдкой, иногда уралитизированы. Гранаты, кроме бесцветных и бледно-зеленых, иногда аномальных до проявления зональности и двойникования, встречаются бурые и розовые; постоянны мелкие ромбододекаэдрические кристаллы. Некоторые зерна бесцветных разновидностей переполнены включениями (биотит, рудные, кварц), встречается регенерация зерен. Силлиманиты и дистен - иногда хлоритизированы и серицитизированы. Цирконы - нередко зональны и содержат многочисленные разнообразные включения.

Минеральный состав песков свидетельствует о существенном изменении ко времени их формирования направления сноса обломочного материала. В составе питающей петрографической провинции отчетливо устанавливаются кристаллические сланцы и гнейсы амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и, возможно, гранулитовой фаций

метаморфизма, частично зон повышенного давления - очевидно, докембрий. Продолжался размыв зеленых сланцев, кислых и довольно основных магматических тел, незначительно метаморфизованных осадочных пород. Часть материала свидетельствует о размыве термально-метаморфических зон контактов, катаклазитов (зоны разломов). С неоднократной дислоцированностью толщи можно увязать регрессивный метаморфизм. Ближайшие выступы докембрия закартированы в верховьях р. Би и в зоне сопряжения Горного Алтая с Салаиром. Вероятность такого направления сноса подтверждается петрографическими материалами М.П. Нагорского (1941) по Бийской террасе, где установлен тождественный минеральный состав осадков. Близость источника сноса хорошо подтверждается высоким выходом тяжелых минералов.

Прослеживая закономерное постепенное изменение гранулометрического состава от суглинков к пескам (рис. 2), учитывая некоторые общие черты минерального состава песков и суглинков, мы приходим к выводу о генетической связи суглинков и песков, об отсутствии значительного перерыва между ними. Из спорово-пыльцевой диаграммы (рис. 1) тоже видно, что пески и нижележащие суглинки формировались в период существования одной растительной ассоциации.

В песках с. Кытманово обнаружен (заключение Т.А. Казьиной) тот же, что и в сизых суглинках, но несколько разубоженный комплекс остракод.

Интересен состав комплекса моллюсков из косослоистых песков обнажения у с. Кытманово (проанализировано И.А. Волковым): пресноводные *Limnaea stagnalis* (L.) - обломки, *Radix lagotis* - 1 экз., *R. pereger* Müll. - 2 экз., *Galba palustris* - 15 экз., *G. truncatula* Müll., - 8 экз., *G.?* - мелкие обл., *Acella sibirica* Bog. - в массе, *Physa fontinalis* (L.) - 1 экз., *Planorbis planorbis* (L.) - 35 экз., *Coretus (Planorbicus) corneus* (L.) - 4 экз., *Anisus (spiralina) vortex* (L.) - 10 экз., *Gyranlus albus* (Müll.) - в массе, *G. gredler* Müll. - 2 экз., *Atmiger crista* L., - 10 экз., *Segmentina nitida* Müll. - 3 экз., *Acroloxus lacustris* L. - 10 экз., *Valvata (Borychenia) naticina* Menke. - 6 экз., *V. (Cineina) piscinalis* Müll., - 45 экз., *V., ex.gr. Aliena* West. - 4 экз., *V. (Tropidina) pulchella* Studer. - 10 экз., *V. (Valvata) cristata* Müll. - 30 экз., *Bitynia ten-*

taculata L., - 1 экз., *B.leachi* (Shepp.) - 18 экз., *Unio tumidus* Philipsson. - 20 ств., *U.ex.gr., maximum* Bog. - 5 ств., *U.ex.gr.tumidus* Philipsson. - 15 ств., *U.sp.ind.* - 10 обл., *Sphaerium rivicola* Lam. - 20 ств., *Sph.asiaticum* Martens. - 48 ств., *Pisidium amnicum* Müll. - 15 ств., *P.henslowianum* (Sheep.) - 80 ств., *P.nitidum* Jenyns. - 10 ств., *P.obtusale* (Lam.) Jenyns. - 5 ств., наземные: *Suceinea oblonga* Drap. - 17 экз., *S.sp.* - в массе (молодь и обломки), *Vertigo antivertigo* Drap., - 43 экз., *Ripilla muscorum* L. - 3 экз., *Vallonia pulchella* Müll. - 12 экз., *V. tenuilabris* (Al. Br.) - 2 экз.

В этом комплексе совместно с наземными формами присутствуют пресноводные моллюски, не выносящие обсыхания, что свидетельствует о некотором местном переотложении отдельных раковин. В составе комплекса много видов, не встречающихся в настоящее время в Сибири: *Acella sibirica* Bog., *Sphaerium rivicola* Lam., *Unio maximum* Bog. Принимая во внимание бедность видового состава унионид и широкое развитие местных сибирских вальват, отсутствие корбикулид и обилие в комплексе *Acella sibirica* Bog., И.А.Водков считает, что формирование вмещающих комплекс отложений происходило в раннем плейстоцене в теплых климатических условиях в реке со спокойным течением. Эта реконструкция подтверждается изучением измененности терригенных минералов, результатами granulometricкого анализа. Из табл. I и рис. I видно, что кривая измененности минералов, повторяя в деталях поведение спорово-пыльцевой диаграммы, отмечает для песков относительно более теплый и влажный климат.^{х)}

Выше по разрезу (табл. I и II) пески перекрываются супесями, суглинками и песками, горизонтально переслаивающимися. Снизу преобладают пески, выше - суглинки и супеси. Переслаивающаяся толща имеет мощность 7-10 м.

х) При обработке образцов они не обрабатывались кислотами и щелочами. В результате удалось наблюдать значительное разнообразие процессов разрушения минералов и новообразования. Были учтены наиболее низкотемпературные процессы. Оценка их интенсивности (естественно субъективная и приближенная) включена в таблицы минерального состава и для наглядности обобщена в кривые измененности одного масштаба для всех разрезов.

Минеральный состав этой толщи отражает особенности отдельных прослоев нижних песков и вышележащих суглинков (табл. I и II). Судя по результатам спорово-пыльцевого анализа и кривым измененности, переслаивающаяся толща формировалась в климатических условиях, сохранявшихся от времени накопления песков. В рассматриваемой части разреза (рис. I) снизу вверх наблюдается постепенная смена типов спорово-пыльцевых спектров. Содержание пыльцы трав уменьшается до 21-26%, пыльца древесных возрастает до 40%, содержание спор достигает 49% (максимум). Возможно, в это время, в связи с увлажнением климата, сократилась площадь степей, быть может частично вышли на водоразделы леса. Увеличение облесенности территории фиксируется в спектре ростом содержания спор папоротниковых (40-84%).

Лёссовидные суглинки и супеси с редкими погребенными почвами завершают разрезы водораздельной поверхности. Самые верхи разреза более песчанисты и в них четко проявляется пачечное строение толщи (табл. I и II).

Минеральный состав лёссовидных суглинков и супесей весьма близок к составу сизых суглинков основания разреза, как по количественно-минералогическим соотношениям, так и свойствам важнейших групп минералов. Обнаруживается связь с минеральным составом кесслоистых песков.

Зерна кварца водяно-прозрачные, иногда волнисто угасающие. Из включений в них отмечены: пластинки Бёма, хлорит, роговая обманка, циркон. Постоянны зерна с хлоритовой и глинисто-карбонатной каемкой. В альбитах наблюдаются включения типа пластинок Бёма и хлорита. Двойникование плагиоклазов редкое, преобладает закон альбитовый. Определены плагиоклазы: № 10, 15 (2), 17, 18, 20 (3), 27, 30, 33, 36.

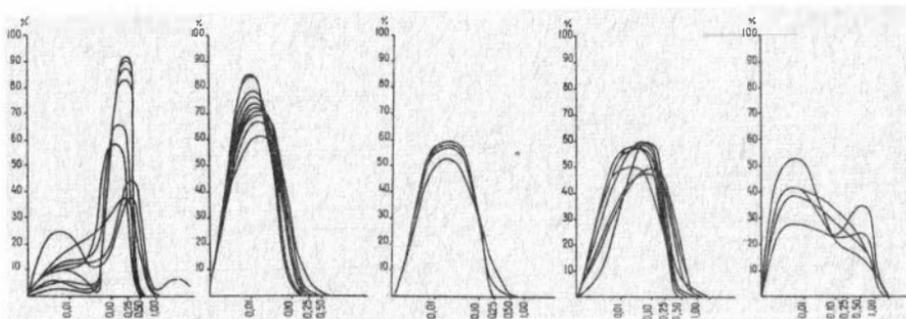
Эпидот преобладает маложелезистый в микроагрегатных загрязненных землистой массой зерна. В ильмените часты включения сагениита. Роговые обманки по содержанию железистого компонента разделены на две группы: 40-60% - 2/3 зерен, 40% - 1/3 зерен. Среди гранатов характерны ромбододекаэдрические кристаллики, наблюдается регенерация и биотитизация. Отмечена хлоритизация и сиретизация дистена, ставролита, силлиманита, уралитизация - гиперстена. Зерна циркона часто оплавлены. Турмалин бурый, зональный, с многочисленными мелкими включениями.

Особенности количественно-минералогических соотношений допускают разделение лёссовидной толщи на отдельные пачки, вряд-ли имеющие стратиграфическое значение.

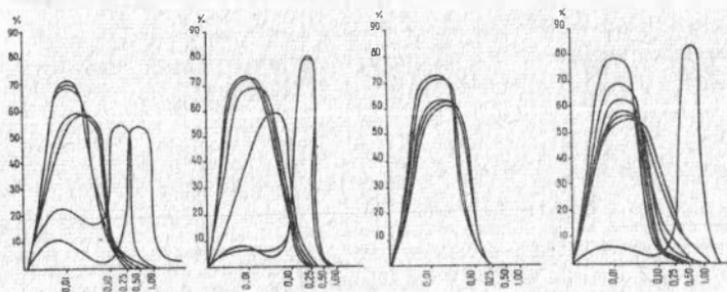
Анализируя минеральный состав, нет необходимости предполагать привнос материала лёссовидных суглинков из районов Казахстана и Средней Азии эоловым путем (Нагорский, 1941; Петров, 1948; Малолетко, 1963, 1965). Питающей петрографической провинцией вполне могли быть близлежащие районы Салаира и Горного Алтая — спилито-кератофировая формация кембрия, отвечающая зеленосланцевой фации метаморфизма, разнообразные палеозойские осадочные толщи, известняки, граниты, гипербазиты зон разломов, интенсивно метаморфизованные образования отдельных мелких глыб докембрия.

Пачечное строение лёссовой толщи, отмеченное в разрезах и подтверждающееся материалами геолого-съёмочных партий ЗСГУ, общее огрубение и ухудшение сортированности материала вверх по разрезу (рис. 2) свидетельствуют о делювиально-пролювиальном генезисе лёссовидных суглинков. Сравнивая поведение кривой измененности и кривой, отражающей соотношение стойких и менее стойких к выветриванию минералов, нетрудно заметить прямую корреляционную связь между ними на участках развития в разрезах лёссовидных пород. Нарушенная в осадках иного генезиса, эта согласованность кривых свидетельствует о делювиально-пролювиальном генезисе лёссов, так как могла сохраниться лишь при одновременном перемещении всей массы продуктов разрушения коренных пород^{х)}.

х) Кривые, отражающие соотношение стойких и менее стойких к выветриванию минералов, часто используются для палеоклиматических реконструкций. В нашем случае такая их интерпретация привела бы к грубым ошибкам. Построение кривых измененности тесно не связанных с составом источника сноса, по возможности контролируемых палеонтологическими материалами и в целом всеми результатами петрографического анализа, даёт более достоверные сведения о климате. Несмотря на очевидную субъективность этой оценки, кривая измененности по разрезу у с. Кытманово в масштабе, соизмерявшем экстремумы её в одном месте с экстремумами кривых спорово-пыльцевой диаграммы, совпала с ними повсеместно. Значительно совпадение кривых измененности по разновозрастным достаточно удаленным друг от друга разрезам (Кытманово, Шадринцево, Новозыряново), к тому же ещё и несколько отличающимся в деталях по минеральному составу.



Р и с. 2. Гранулометрический состав пород разреза водораздельной поверхности.



Р и с. 3. Гранулометрический состав пород разрезов террас р. Чумыша. Слева направо: II надпойменная, I надпойменная терраса, лессы на I и II террасах, высокая пойменная терраса.

Судя по характеру кривой измененности минералов, эпоха мощного смыва мелкоземистого материала с окружающих горных областей отличалась сравнительно суровыми климатическими условиями. Имеющиеся у нас обрывочные спорово-пыльцевые данные свидетельствуют о смене в низах лёссовидных суглинков (разрез у с. Кытманово) растительных ассоциаций. Сосна обыкновенная и береза вытесняет ель и кедровидную сосну. Площадь лесов, по-видимому, значительно сократилась, на водораздельных участках начали господствовать разнотравно-полянны ассоциации. За достаточно влажным климатом следовало, вероятно, относительное иссушение.

Рассматриваемая эпоха оставила значительные следы в рельефе, придав ему, за счет почти сплошного суглинистого покрова, мягкие плавные формы. Вероятно, она соответствует времени оледенения южных гор Сибири. Нижележащие косослоистые пески, не отделенные от лёссовидных суглинков сколько-нибудь значительным перерывом, сформированы в предледниковое или межледниковое время.

Заклучения о возрасте песков, сделанные соответствующими специалистами палеонтологами, противоречивы: моллюски указывают на ранний, а остракоды и млекопитающие — на средний и поздний плейстоцен. В аналогичных разрезах Чумышского Присалаирья М.П. Нагорским (1941) указана касожская семенная флора (миндель-рисс). Эта палеонтологическая характеристика сближает рассмотренный разрез у с. Кытманово с разрезом Приобского плато у с. Калистратихи, где и по остаткам млекопитающих существуют различные мнения о возрасте вмещающих пород (Зудин, Панычев, 1967). Толща косослоистых песков и перекрывающих их лёссовидных суглинков хорошо сопоставляется с аналогичной толщей Приобского плато и по результатам гранулометрического анализа (см. статью А.Н. Зудина в настоящем сборнике; толща "В"), что ещё раз подтверждает правомерность высказываемого суждения о её пролювиально-делювиальном генезисе. В процессе формирования толщи "В" Приобского плато, аллювиальный, пролювиально-делювиальный и эоловый процессы сменяли друг друга неоднократно и беспорядочно. А в Присалаирье, где близки источники сноса, эти процессы сменялись более последовательно (рис. 2).

Предварительные палеомагнитные данные по Приобскому плато показывают, что такого типа разрезы, возможно отвечают начальным этапам четвертичного периода, официально принятого в Советском Союзе объема (Поспелова, Зудин, 1967).

Позднеплейстоценовые и голоценовые отложения нами изучались в разрезах речных террас и пойм.

У сел Бураново и Погорелки был описан 15 метровый разрез второй надпойменной террасы р. Чумыша (табл. III). При петрографическом анализе в разрезе данной террасы выделяется две пачки: нижняя — включающая русловые пески и пойменно-старичные суглинки с прослоями и линзами песков, и верхняя — из бурых карбонатных лёссовидных суглинков с крупными сингенетичными конкрециями в низах пачки. Контакт между обеими пачками интенсивно обожрен и по нему располагаются крупные гнезда и прослои бурого железняка. Это ожелезнение в низах лёссовидной пачки проявляется во второй террасе р. Чумыша и его притоков повсеместно южнее с. Сорокино. По минеральному составу нижняя аллювиальная пачка разреза второй террасы сходна с песками разреза водораздельной поверхности у с. Кытманово. Минералогически тождественны более древним лёссовидным суглинкам и лёссы этой террасы. Весьма интересна, отмеченная для аллювия второй террасы, интенсивная выветрелость терригенных минералов — максимальная для всех изученных разрезов. В верхах — на контакте с лёссовидными суглинками — за счет выветривания даже разубожен состав терригенных минералов (табл. III). Суглинки на террасе формировались, вероятно, уже в более суровых климатических условиях (сухих или прохладных), чем нижняя пачка. Возможно, со временем их формирования связана золотая переработка древнего лёсса, в процессе которой были задернуты суглинками самые верхи водоразделов.

Первая надпойменная терраса и высокая пойма изучены в обнажениях у с. Кытманово (табл. III). Минеральный состав слагающих их осадков сходен с составом пород второй террасы. Судя по кривым измененности, формирование первой террасы происходило в условиях климатически более суровых, нежели формирование высокой поймы.

Палеонтологическими и другими более достоверными данными для определения возраста террас и пойм мы не располагаем. Но, учитывая материалы петрографических исследований, мы предположительно относим формирование второй террасы к каргинскому, первой — к сартанскому времени, а высокой и низкой пойм — к голоцену.

Изложенные материалы позволяют сопоставить плейстоценовые отложения Чумышского Присалаирья с лучше изученным разрезом Приобского плато и свидетельствуют о сходстве палеогеографических условий времени их формирования. Вместе с тем, они дают возможность отметить и особенности осадконакопления, обусловленные близостью источников сноса обломочного материала. Петрографические исследования позволяют отвергнуть гипотезу о дальнем привносе мелкозема для формирования покровных лёссовидных пород и дают основание считать их местным сложным, преимущественно пролювиально-делювиальным образованием.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Гричук М.П. К применению метода спорово-пыльцевого анализа в Сибири. Научные доклады высшей школы, геол-геогр. науки, 1959, № 1.
- Зудин А.Н., Панычев В.А. - Особенности разреза Приобского степного плато у с. Калистратиха.- Сб. "Кайнозой Сибири"., Изд. "Наука", 1967 (в печати).
- Малолетко А.М. Палеогеография Предалтайской равнины в четвертичном периоде - Труды Комиссии по изучению четвертичного периода, XXII, 1963.
- Малолетко А.М. Палеогеография Салаирского кряжа в мезокайнозое. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук. Томск, 1965.
- Нагорский М.П. Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений кайнозоя Обь-Чумышской впадины. Матер. по геологии Зап.Сибири, № 13 (55), 1941.
- Петров Б.Ф. О лёссе Алтая - Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, вып. II, 1948.
- Поспелова Г.А., Зудин А.Н. О расчленении плиоцен-четвертичного разреза Приобского плато по палеомагнитным данным. Геология и геофизика, 1967, № 6.
- Соболев В.С. Значение железистых фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава бокситов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минерал. сбор. Львов. геол. об-ва, № 4, 1950.

Ю.Б. Файнер

ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫЕ ОСАДКИ КУЗНЕЦКОЙ КОТЛОВИНЫ

Четвертичные и верхнеплиоценовые отложения – самая молодая и маломощная часть стратиграфического разреза Кузнецкой котловины до настоящего времени остаются наименее изученными. Отсутствие систематических исследований явилось причиной того, что для этих осадков до сих пор нет стратиграфической схемы. Изучение верхнеплиоценовых осадков усложняется ещё тем, что в Кузнецкой котловине нет ни одного их естественного обнажения.

Настоящая сводка сделана автором на основании обобщения большого фактического материала, накопленного, в основном, в послевоенные годы партиями треста "Кузбассуглегеология" в процессе разведки угольных месторождений; Западно-Сибирской геологической экспедиции при геологической съемке и Гидрогеологической экспедицией.

Разрез четвертичных отложений Кузбасса начинается с толщи осадков, возраст которых принимается в объеме верхнего плиоцена. Генетически среди них выделяются озерно-аллювиальные осадки погребенных равнин и покровные отложения.

Озерно-аллювиальные отложения слагают основание 80-100 метровой четвертичной толщи, заполняющей Присалаирскую депрессию. Они разбурены профилями колонковых скважин в "Инском заливе" – на левобережье р. Ини в районе сел Бормотово-Колтышино, Шуринки, Пушкино, Мусохраново, отдельными скважинами в Белоюзском и Прокопьевском районах. О площадном распространении этих осадков нет достаточно полных сведений. Вероятнее всего они выполняют наиболее пониженные участки депрессии и через Доронинскую впадину переходят в Западно-Сибирскую низменность, где развиты очень широко. Северная и северо-восточная границы их распространения проходят по долине р. Ини, юго-западная – по уступам Тургана.

По нашим данным (Файнер, 1965) разрез этих осадков сложен в основном тяжелыми тонкодисперсными глинами, реже суглинками, песками, галечниками. Галечники мощностью до 3 м обычно занимают самые низкие отметки погребенных озерно-аллювиальных равнин,

залегая на осадках миоцена, мел-палеогена, коре выветривания палеозойских пород или непосредственно на палеозойских осадках. Преобладает галька кварца, кварцита и кристаллических сланцев средней и хорошей окатанности. Горизонт галечника плохо выдержан в разрезе, что свидетельствует о его накоплении системой небольших блуждающих рек.

Основную часть разреза занимают глины. Они коричнево-зеленоватые-серые, темно-серые, желтовато-серые, обычно с большим количеством обугленного растительного детрита и обломков раковин моллюсков. Характерны высокая карбонатность и примесь песка. Встречаются отдельные прослои и линзы песков.

Особое место в разрезе занимают красновато-бурые тонкодисперсные глины с обломками коренных пород, редкой галькой кварца и кварцита, бобовинами окислов марганца и железа. Они, как правило, залегают в основании разреза, где фациально замещают горизонты галечников и имеют постепенный переход к нижележащим миоценовым осадкам. Находки такого совершенно своеобразного пестроцветного горизонта в основании верхнеплиоценовых отложений Кузнецкой котловины, могут указывать на то, что в его образовании широкое участие принимали продукты переотложенных кор выветривания, пестроцветные глины аральской и павлодарской свит.

Максимальной мощности - 25-30 м верхнеплиоценовые глины достигают на склонах древних водоразделов и минимальной - 2-3 м - на их вершинах. Наиболее полный разрез вышеописанных осадков подсечен профилем скважин Е.И. Лобанова в 1957 г. в районе с. Красный Борок - р. Камысла. Ниже приводится разрез этих отложений по одной из скважин профиля в интервале 45-74,5 м (снизу вверх):

1. Глина коричневатая-бурая, тонкодисперсная, очень плотная с редкими обломками раковин моллюсков и одиночными гальками кварца и кварцита 1,0 м
 2. Глина темно-серая, пятнами коричневатая-серая, тонкодисперсная, однородная, с хорошо сохранившимися раковинами моллюсков 15,8 м
 3. Глина серая, участками зеленоватая-серая суглинистая с ржавыми пятнами гидроокислов железа и марганца 12,7 м
- Минералогический и гранулометрический анализ верхнеплиоценовых глин "Инского залива", проведенный Б.Ф. Михальченко в

1965 г., позволяет отнести их к высокодисперсным образованиям. Содержание глинистой фракции в них в среднем — 60%, пылеватых частиц (0,005–0,05 мм) — 36,5%. Минералогический состав пород (по фракции 0,001 мм) характеризуется преобладанием в основной массе слюды и минералов группы монтмориллонита. Как примесь присутствует каолинит, кальцит, коллоидно-дисперсный кварц — вероятно бейделлит. В обломочной части преобладает кварц — 46–80%, полевые шпаты — 10–27%. В тяжелой фракции много эпидота — 44–56%, зеленой роговой обманки — 4,6–24%, ильменита и магнетита — в сумме 13,7–26,0%.

Основанием для отнесения вышеописанных осадков к верхнему плиоцену является сходство их разрезов со стратотипами кочковской свиты в южных частях Западно-Сибирской низменности и наличие характерной фауны. В "Инском заливе" в районе с. Шуринки по скважинам № 28–30, 173, 177, 180, 5II, 5I3 из этих осадков О.Ю. Кочуро определены остракоды: *Candona candida* O.F.Müller, *C.rostrata* Brady et Norman, *C.rectangulata* Alm., *C.sp.*, *C.neglecta* Sars, *C.aff.angulata* Müller, *Candoniella albicans* (Brady), *C.ex.gr.marcida* Mandelst., *C.sp.*, *Ilyocypris bradyi* Sars, *I.gibba* Ramd., *I.bella* Sharapova, *Cypris subglobosa* Sowerbi, *Zonocypris sp.*, *Cyclocypris sp.*, *C.Laervis* (O.F.Muller), *C.gen.sp.*(indet), *Eucypris sp.*IV, *E.sp.*I, *Limnoeuthere grinfeldi* Liepin, *L.vara* Liepin, *L.ornata* Schw., *L.diluvialis* Mandelst., *L.productus* Jask. (MS).

Из этого списка наиболее характерными для верхнеплиоценовых отложений являются: *Candona rectangulata* Alm, *Cypris subglobosa* Sowerby, *Ilyocypris bradyi* Sars, *I. bella* Sharapova, *Limnoeuthere vara* Liepin, *L.ornata* Schw. *L.productus* Jask. (MS).

Данный комплекс хорошо сопоставляется с таковыми из отложений кочковской свиты Предалтайской равнины и Новосибирской области, определенной Т.А. Казьминой.

Из тонкодисперсных глин, залегающих на коре выветривания девонских пород по скв. № II у с. Балахнино в Яшкинском районе, по скв. № 1750 и 1752 Беловской партии, пробуренных на Убинском участке и по скважине № 250, пробуренной на севере Титовского района Инского залива, Л.И. Ефимовой в 1961–65 г.г. был определен довольно полный спорово-пыльцевой комплекс, отвечающий фазе степной растительности.

Споры высших растений - 2,2 - 4,6%

| | |
|-----------------|----------|
| I Bryales | 0,2-0,5% |
| 2 Sphagnum | 1,3-3,3% |
| 3 Selaginella | 0,2-0,3% |
| 4 Polypodiaceae | 0,5-1,7% |

Пыльца древних и кустарниковых растений 7,6-9,1%

| | |
|--------------------------------|----------|
| I Salix | 0,2-0,3% |
| 2 Alnus | 0,2-0,5% |
| 3 Betula | 3,8-5,3% |
| 4 Juglans | 0,2-0,3% |
| 5 Carya | 0,2-0,3% |
| 6 cf. Ulmus | 0,2% |
| 7 Pinaceae | 0,2-2,1% |
| 8 Picea | 0,2-0,8% |
| 9 Pinus silvestris L. | II, 2% |
| 10 Pinus sibirica (Rupr) Mayer | 0,8% |
| II Tsuga | 0,2-0,3% |

Пыльца травянистых растений - 76,3-90,2%

| | |
|--------------------|------------|
| I Alismataceae | 0,5% |
| 2 Gramineae | 22,6-44,6% |
| 3 Cyperaceae | 1,3-4,1% |
| 4 Chenopodiaceae | 21,9-32,9% |
| 5 Caryophyllaceae | 0,2% |
| 6 Labiatae | 0,2-1,8% |
| 7 Geraniaceae | 0,2% |
| 8 Compositae sp. I | 0,5-1,1% |
| 9 Compositae осрр. | 0,5-1,4% |
| 10 Artemisia | 0,2-0,7% |
| II Angiospermae | 14,7-33,3% |

Как видно из приведенного списка для этого комплекса характерно преобладание пыльцы травянистых растений и подчиненное количество спор. Среди лугово-степной растительности преобладают Gramineae (22,6-44,6%), разнотравья (18,3-30,5%), Cyperaceae (1,3-4,1%), из пыльцы ксерофитов - Chenopodiaceae (21,9-32,9%), Artemisia.

Хвойные представлены небольшим количеством Pinus silvestris L. P. sibirica. Из лиственных Betula, Alnus, Salix.

Встречены единичные теплолюбивые растения элементов Тургайской флоры (*Tsuga*, *Juglans*, *Carya*, *Ulmus*). Из споровых в равном количестве встречены *Brucales*, *Sphagnum*, *Selaginella*, *Polyodiaceae*.

По мнению Л.И. Ефимовой, данный комплекс растительности отпечатывает первой эпохе похолодания и увлажнения, наступившей после павлодарского времени и можно отнести к верхам верхнего плиоцена, сопоставив с верхней частью разреза кочковской свиты Предальтайской равнины.

Ю.В. Куропаткиным - 1964 г. собраны ископаемые семена из вышеописанных отложений в Беловском районе. Здесь им определены *Chara*, *Azolla interglacialica* Nikit., *Alisma plantago* L., *Heleocharis palustris* R.Br.s.l., *H.septentrionalis* Linzerl., *Carex ex.gr.A.*, *C.ex.gr.B.*, *Cyperaceae*, *Gramineae*, *Chenopodium glaucum* L., *Centrospermae*, *Polygonum sec.Avicularia*, *Ranunculus sceleratus* L., *Thalictrum minus* L., *Umbelliferae* gen (cf. *Vupleutum*).

По заключению Ю.В. Куропаткина, вышеприведенный дорисский комплекс семян с руководящими *Azolla interglacialica* Nikit., *Heleocharis septentrionalis* Linzerl. в совокупности с имеющимися спорово-пыльцевыми комплексами может указывать на верхнеплиоценовый возраст вмещающих их осадков.

Наконец, по сборам 1964 г. Ю.В. Куропаткина из вышеописанных осадков Беловского и Ленинск-Кузнецкого районов В.С. Зажиговым определена фауна мелких грызунов: *Lagurodon pannonicus* Kormos, *Allophaiomys pliocaenicus* Kormos, *Miomys* sp., по которым возраст вмещающих их осадков определяется как верхи верхнего плиоцена - нижний плейстоцен.

В.А. Мартынов (1961), занимающийся изучением четвертичных отложений южной и центральной частей Западно-Сибирской низменности, приводит разрезы кочковской свиты, очень напоминающие вышеописанные. Характерные признаки свиты - карбонатность основной массы, грубая и тонкая опесчаненность глин, приобретающих шероховатые изломы, землистая, зеленовато-бурая, желто-бурая (часто чуть красноватая), большей частью блеклая окраска, появление прослоев и пачек железистых суглинков, раковинный детритус, представленный обломками тонкостенных раковин наземных и пресноводных моллюсков - находят почти идеальное повторение в разрезах верхнего плиоцена Кузбасса.

С.А. Архипов и И.А. Кулькова (1965) в разрезе кайнозойских осадков Енисей-Кемского междуречья описывают широко распространенные осадки "обширной озерной аккумуляции". Это слоистые, плотные жирные глины с гнездами белого каолинизированного материала и прослойками мелкозернистого песка, гравия и гальки. Они перекрываются серовато-зелеными, темно-серыми прослоями темно-синими плотными горизонтально-слоистыми глинами. Обе пачки пород почти всегда залегают совместно.

Таким образом, этот разрез, в целом, очень мало отличается от приведенного нами в "Иинском заливе".

В долине Енисея красноцветные глины приурочены к реликтам миоценовой речной системы и по данным спорово-пыльцевых анализов и положению в разрезе могут быть сопоставлены с нижне-среднеплиоценовой павлодарской и асташевской свитами.

Серовцветная пачка охарактеризована богатыми спорово-пыльцевыми спектрами и большим количеством ostracod, позволяющими сопоставить её с кочковской свитой Предалтайской равнины.

Выводы С.А. Архипова и И.А. Кульковой безусловно, чрезвычайно интересны для сопоставлений. Однако, отсутствие органических остатков в пестроцветных глинах Кузбасса и меньшая степень их изученности не позволяет нам провести полную параллелизацию. Мы вынуждены оставить это для последующих исследователей.

В Томском районе на левобережье р. Томи у сс. Лиреевского, Вороново и Кожевниково М.П. Нагорский (1962) описывает предположительно верхнеплиоценовые осадки таганской свиты, представленные аллювиальной пачкой пород, соответствующей нижней части разреза верхнего плиоцена Кузбасса.

Большое сходство разрезов древних четвертичных отложений Кузбасса с таковыми кочковской свиты Западно-Сибирской низменности и сходный состав фауны и флоры позволяют параллелизовать эти толщи.

Работами последних лет В.А. Мартынова (1966), О.М. Адаменко (1966) и ряда других исследователей возраст осадков кочковской свиты определен как верхнеплиоценовый. Найденные ими остатки фауны мелких млекопитающих - грызунов *Sorex*, *Lagurodon pannonicus* Kormos, *Allophaiomys pliocaenicus* Kormos, *Pliomys intermedians* Kretzoi, *Miomys pliocaenicus* Kormos - по определением И.М.Громова и В.С.Зажигина относятся к верхнему плиоцену.

В.П. Никитин в 1961 г. характеризует верхнеплиоценовую флору Предалтайской равнины как развивающуюся на безлесной равнине с хорошо развитой речной сетью, достаточным количеством осадков и умеренно-прохладным климатом. В.А. Мартынов (1961) считает, что в начале верхнего плиоцена некоторые элементы экзотической флоры ещё имели локальное распространение. К середине и концу верхнего плиоцена климатические условия ухудшились в сторону похолодания и экзоты вымерли.

Покровные отложения широко развиты по всему Кузбассу. Различными исследователями они нередко относятся к осадкам высших (У и У1) террас р. Томи, мезозойским корам выветривания, юрским образованиям.

Впервые отложения водоразделов описаны В.И. Яворским и П.Н. Бутовым (1927) близ д. Гутовой, в нижнем конце д. Кулебякиной по правому склону р. Усканды. Это плохо отсортированные галечники с довольно крупными (до 0,3 м) хорошо окатанными гальками разнообразных изверженных и осадочных пород, в основном, чуждых Кузбассу. Аналогичные осадки описывает А.М. Кузьмин (1929) по р. Кондоме у сел Кузедеево и Калтан. Вязкие красновато-бурые глины мощностью 3,5 м, в которые беспорядочно вкраплены мелкие щебень, галька и валуны разнообразных пород, он относит "к самым древним доминдельским членам постплиоценовых наносов". Несколько позже Е.В. Шумилова (1934) описывает "отложения гальки весьма хорошей окатанности, представленной трудно выветривающимися разностями горных пород: силициллитами, кварцем, кремнем". Она считает их остатками У террасы р. Томи и описывает в г. Новокузнецке у старой крепости, ниже Островской площадки на высоте 70-80 м над уровнем р. Томи, на правом берегу р. Томи ниже с. Березовки на высоте 50 м над уровнем реки, на правом берегу Искитима выше с. Усть-Искитим на высоте 70-80 м. На правом берегу р. Нижн. Терси в 10-12 км выше устья её описана 12,5 метровая толща осадков с четырьмя горизонтами кварц-кварцитовых галечников мощностью от 0,4- до 2 м. Все эти отложения Е.В. Шумилова считает "древнейшими постплиоценовыми образованиями", материалом для которых служили морены древнего оледенения. В том же, 1934 г. К.В. Радугин, описывая галечники и глины "Вороновской УП террасы" р. Томи на Томь-Яйском водоразделе, также считает их "древнейшими послетретичными образованиями р. Томи".

В Кемеровском районе Кузбасса на высоте 65–75 м над р.Томь в пределах древней поверхности выравнивания М.И. Кучин и Ф.П.Нифантов в 1933 г. описывают "линзы и слой валунов и гальки изверженных пород". Эти отложения не имеют постоянной мощности и часто выклиниваются.

По составу и текстурным особенностям галечники водоразделов резко отличаются от галечников террас р. Томи. Среди обычных хорошо окатанных валунов и галек широко распространены колотые валуны и гальки, состоящие из прочных изверженных пород. Колотая галька этого горизонта встречается по бровке крутого левого склона р. Б.Камышиной севернее д.д. Комисаровой и Давыдовой, по склону восточнее шахты Ягуновской, по бровке правого крутого склона р. Куро-Искитим, восточнее д. Куро-Искитим и во многих других пунктах. Галечники обычно развиты на кровле пестрых глин, местами смешиваясь с последней, или же залегают непосредственно на коренных породах. Они цементируются и почти повсеместно перекрываются бурыми плотными пластичными вязкими глинами. Как правило, галечники не образуют сплошного покрова, а залегают в виде выклинивающихся линз мощностью до 3,5 м. Как типичный можно провести разрез этих осадков по скважине № 48 у подсобного хозяйства мяскокомбината в 13 км северо-западнее с. Крапивино (по материалам Ж.Н. Савиной):

1. Глина темно-каштановая, тугопластичная, плотная, жирная, слабо ожелезненная, с пятнами и точками гумуса, с включениями обуглившихся растительных остатков 32,4–36,5 м.

2. Глина темно-каштановая, пластичная, тощая, с включением галечника размером 2–3 см и гравия до 10% 36,5–36,7 м.

3. Галечник с глинисто-песчаным заполнителем. Галька размером 3–5 см хорошо окатанная, сферической и эллипсоидной формы полимиктового состава. Имеется остроугольная и колотая галька – 36,7–37,7 м.

В.В. Пономарев в 1949 г. описывает покровные "галечники" мощностью 0,5–2,0 м на осадках Центрального поля юрских отложений Кузбасса. Они обнаружены в бассейнах рек Сев. и Южн. Унги, верховьях р. Ини, низовьях Нижн. Терси, Уропу, Бунгаропу. "Галечники" состоят из хорошо окатанных обломков разнообразных пород, в большинстве своем чуждых Кузбассу ... Дымчатого и молочно-белого кварца, кварцита, реже встречаются породы группы гра-

нодиорита и осадочные метаморфизованные породы". Заполняющим материалом являются суглинки или супеси; среди мелкого и среднего галечника встречаются отдельные валуны диаметром 30-50 см, количество которых увеличивается с запада на восток.

На левобережье р. Томи напротив устья р. Верх.Терси, на правобережье р. Средн.Терси близ её устья и на левобережье р. Ср. Маганаково Е.И. Солдатенко в 1963 г. описываются галечники, залегающие на вершинах водоразделов на высоте 60-70 м над уровнем рек в виде обособленных полей размером от 2,0 до 8,0 км². На левобережье р. Ср.Маганаково они образуют гривку размером 0,6 x x 3,0 км, параллельную современному руслу реки. Для всех галечников характерна хорошая окатанность материала, преобладание в составе кварца и кварцита в меньшей степени кристаллических сланцев и интрузивных пород; среди галек встречаются отдельные мелкие, нередко колотые валуны. Цементирующим является бурый и грязно-бурый песчаный и супесчаный материал. Аналогичные галечники описаны на правобережье р. Томи у д. Бартеньевки в районе Крапивинского купола.

Наиболее полный разрез верхнего плиоцена этого района получен по скважине на правобережье р. Средней Терси в районе лес-промхоза Монашка (сверху с глубины 30,8 м):

1. Глина светло-серая с гнездами ожелезнения, плотная - 1,4 м.
 2. Суглинок буровато-серый, вязкий 6,0 м.
 3. Глина буровато-серая, плотная, вязкая 1,6 м.
 4. Суглинок буровато-серый плотный с примесью гравия 7,0м.
 5. Суглинок серый, илистый, вязкий 1,0 м.
 6. Песок серый разнозернистый звилистый 0,4 м.
 7. Галечник с валунами диаметром до 0,2 м и песчано-гравий-ным заполнителем. Состав материала преимущественно кварц-кварцитовый 2,1м.
- Общая мощность этого разреза - 19,5 м.

В Анжерском районе Кузбасса А.З. Юзвицкий в 1965 г. описал осадки временных потоков и древнего аллювия, заполняющие мелкие погребенные долины стока и имеющие весьма ограниченное распространение. Это, в основном, песчано-гравийно-галечниковые смеси, желтые и желтовато-серые кварц-полевошпатовые пески, серые, грязно-зеленые бурые плотные жирные песчанистые "камнеподобные"глины. Как типичный можно привести пример по скважине - 3446 юго-восточнее ст. Анжерской (снизу вверх):

1. Песчано-гравийно-галечниковая смесь из окатанной и угловатой гальки микрокварцита, полевого шпата и редко среднезернистого песчаника, крупного гравия и грубозернистого песка. В основании - прослой конгломерата из вышеописанного материала с песчано-глинистым цементом 3,0 м

2. Песок желтовато-серый, сильно глинистый, разнозернистый с примесью гравийных зерен и линзами бурых "камнеподобных" глин 2,0 м

3. Глина бурая, местами красно-бурая, слабо песчаная, непластичная с редкими гравийными зёрнами полевого шпата, кварца и кремнистых пород 9,7 м

Из аналогичных бурых, красно-бурых, желто-серых и серых глин и суглинков Анжерского района из скважин № 1889 и 1902, пробуренных в поле шахты № 3, скважины № 3917 в поле гидрошахты 9/15, скважины 3930 в интервале 7,2-24,0 м и 3933 в интервале 6,3-28,2 м в поле шахты № 3 по сборам А.С. Юзвического, Л.И. Ефимовой определены спорово-пыльцевые комплексы.

Для этих комплексов характерно преобладание пыльцы травянистых растений (II, 5-90,8%, среднее - 62%) над спорами высших (7,1-87,0%, среднее - 29%) и пыльцой древесных и кустарниковых растений (I, 5-19,3, среднее - 9%). Среди травянистых преобладает пыльца злаков (9-31,9%), лебедовых (4,5-13,0%), очень много трех-бороздных гладких *Angiospermae* (39,0-73,5%), постоянно присутствуют осоковые, губоцветные, полынь.

Среди древесных и кустарниковых доминирует пыльца березы (40-100%), сибирской ели (4-40%), кедровой сосны (2-8%), обыкновенной сосны - до 25%. В единичных зёрнах встречается пыльца ивы, пихты, ольхи и вяза.

Споры высших растений представлены, в основном, зелеными (45-89%) и сфагновыми мхами (2-25%), гроздевиками (2-22%) и папоротниковыми (2-15%). Встречено одно зерно *Selaginella selaginoides* (L.) Link. Вышеперечисленный список спор и пыльцы указывает на холодный влажный климат с появлением первых признаков потепления. А.И. Ефимова сопоставляет этот комплекс с верхами кочковской свиты Предальтайской равнины.

В.В. Пономарев назвал покровные галечники "самыми загадочными образованиями Кузбасса". Это высказывание справедливо хотя-бы потому, что несмотря на то, что их описывают почти все

исследователи Кузбасса, единого мнения о возрасте "покровных галечников" до сих пор не существует. Дело в том, что к "покровным" часто относятся все образования, которые по своей мощности, литологическому составу или гипсометрическому положению не вменяются в привычные стратиграфические схемы. На юге это часто осадки ненинской свиты. В других районах — переотложение коры выветривания или даже расцементированные юрские конгломераты (в поле развития осадков юрского возраста), наконец, в третьих — осадки высоких террас рек.

Таким образом, совершенно очевидно, что в генезисе и возрасте чисто "покровных галечников" много спорного и противоречивого. Как показали наши исследования на севере Кузнецкого Алатау (Г.А. Чернова и др. — 1966 г.) покровные галечники — это остатки некогда широко развитой коры выветривания, растянутой на громадной площади верхнеплиоценовой речной сети. Верхнеплиоценовыми считает Л.А. Рагозин (1948), аналогичные Кузбасским "асиновские покровные галечники". Широко развитые на северо-востоке Кемеровской области и юге Красноярского края "покровные галечники" С.В. Яковлева (1961) относит к древнеледниковью. Аналогичные галечники, изученные нами в долинах рек Яи, Кии, Тяжина и Мазаловского Китата (Чулым-Енисейская впадина), имеют уже совершенно иной характер. Если в Кузбассе это маломощная пачка со значительной примесью галек интрузивных и нередко "местных" Кузбасских пород, наличием большого количества валунов и колотой гальки, то в Чулым-Енисейской впадине это хорошо отсортированные кварц-кварцитовые галечники и белые кварцевые пески, верхнеолигоценовый возраст которых не вызывает сомнения. Как уже было сказано выше, А.М. Кузьмин считает их "доминдельскими", Е.В. Шумилова "древнейшими постплиоценовыми", а К.В. Радугин "древнейшими послетретичными".

Интересные результаты дает сравнение вышеописанных осадков с аналогичными образованиями, описанными Е.Н. Шукиной (1956) на юге Обь-Чумышской впадины. Совершенно аналогичные Кузбасским галечники, она считает "... возникшими в процессе распада первичной породы на более мелкие, легко ломающиеся куски, а для гранитов — на дресву с одновременным их резким обогащением окислами железа и частично марганца, придавшим им бурую и красно-бурю окраску. Такие продукты выветривания теснейшим образом связаны

с накоплением охристых и красноцветных пород конца верхнего плиоцена. Поэтому наиболее правильно относить их к эпохе плиоценового выветривания".

По данным Е.М. Великовской (1946) красновато-бурые или буровато-красные, очень плотные вязкие песчанистые известковистые глины с почти исключительно кварцевыми галечниками в основании и песчано-галечными линзами в толще глин имеют широкое распространение в пределах Южного Алтая и Колбы. Судя по описанию, эти образования очень напоминают те осадки, которые мы относим к верхнему плиоцену в Кузбассе. Правда, на Алтае мощность этих осадков достигает 120-150 м, но учитывая большую интенсивность тектонических движений южного Алтая такая разница в мощности вполне закономерна.

Совершенно иного мнения о возрасте "покровных галечников" С.А. Архипов и И.А. Кулькова (1965). Имеющийся у них фактический материал достаточно убедительно доказывает, что эти галечники "на всей междуречной равнине Енисея, Нижней Подъемной и Хемчуга" могут быть датированы "второй половиной олигоцена".

И.А. Гаррис в 1947 г. описала предположительно плиоценовые делювиальные и аллювиальные отложения на севере Салаира у границы с Кузбассом. Это малиново-красные, красно-бурые и красновато-белесые очень плотные, вязкие глины с обломками и щебенкой кварца, кварцита и примесью сланцев, песчаников, известняков и редкой хорошо окатанной галькой, в основном кварца. Эти породы мощностью 0,3-3,0 м залегают на склонах погребенных долин или выполняют небольшие карстовые воронки и отнесены автором к делювиальным образованиям. Аналогичные осадки, но только несколько более обогащенные галькой и имеющие мощность 20-25 м выполняют погребенные долины. М.А. Гаррис относит их к верхнеплиоценовому аллювию и сопоставляет с аналогичными образованиями в Кузбассе, которые мы отнесли к верхнему плиоцену. Таким образом, анализ собранного нами фактического материала позволяет утверждать, что на территории Кузнецкой котловины, а также частично, Салаирского кряжа, Колывань-Томской зоны и больших пространств южной окраины Чулым-Енисейской впадины можно выделить две разновозрастных - верхнеплиоценовых, но генетически совершенно различных толщ.

Одна из них – галечники и темно-бурые, нередко пестроцветные глины – составляет основание четвертичного разреза в Присалаирской части Кузнецкой котловины и Анжерском районе. Это осадки древней системы небольших блуждающих рек.

Вторая – колотые валуны и крупная галька, обычно залегающие непосредственно на коренных породах и не перекрытые более молодыми осадками. Она, как правило, приурочена к поверхностям выравнивания с отметками 240–265 м и, очевидно, является остатками некогда развитой коры выветривания, растянутой на громадной площади временными потоками. Судя по гипсометрии залегания, эта толща, в основном, образовалась в верхнеплиоценовое время, а в последующие эпохи в процессе усложнения рельефа попала на склоны водоразделов, долины речек и вошла в состав более молодых осадков.

Анализ гипсометрического положения галечников показывает, что среди них можно выделить террасовый уровень, возможно отвечающий пятой надпойменной террасе Томи, цоколь которой расположен на 60–65 м выше меженного уровня. Это ещё раз указывает на аллювиальный генезис галечников и унаследованность современной речной сетью древней – плиоценовой.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- Адаменко О.М. Стратиграфия досамаровских отложений четвертичной системы в северо-западных предгорьях Рудного Алтая. В сб. "Четвертичный период Сибири". Изд. "Наука", 1966.
- Архипов С.А., Кулькова Н.А. Новые данные об олигоценых и неогеновых отложениях Чулымо-Енисейской впадины. "Геология и геофизика". Изд. "Наука" СО АН СССР, 1965.
- Великовская Е.М. Развитие рельефа Южного Алтая и Калбы и глубокие золотоносные россыпи. БМОИП отд. геологии т. XXI (5), 1946.
- Кузьмин А.М. Материалы к расчленению ледникового периода Кузнецко-Алтайской области. Изв. Зап.Сиб.отд. Геол.КОМ т. УШ, вып. 2, 1929.

- Мартынов В.А. Опыт корреляции четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности. Из сборника "Решение и труды межвед. совещ. по доработке и уточнению стратиграф. схем. Зап.Сиб. низм. Гостоптехиздат, 1961.
- Мартынов В.А. Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности. Из сб. "Четвер - тичный период Сибири", т. 2, изд. "Наука", М., 1966.
- Нагорский М.П. К вопросу о генезисе коры выветривания Салаира. Вестн. ЗГУ, № 3-4, 1940.
- Рагозин Л.А. О геоморфологическом проявлении тектонических структур на ЮВ Западно-Сибирской низменности. Тр. П Всесоюзн. географ. съезда. П, 1948.
- Радугин К.В. Материалы к геологии рыхлых отложений района Томск-Тайга. Мат. по геол. Зап.Сиб.края, вып. 9, 1934.
- Файнер Ю.Б. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Кузбасская. Топкинский лист. Объяснительная записка. Изд. "Недра", 1965.
- Шумилова Е.В. Террасы р. Томи в её среднем течении. Мат. по геол. Зап.Сиб. края, вып. 8, 1934.
- Щукина Е.Н. Древняя кора выветривания в Алтайском крае и её значение для определения возраста и генезиса рельефа. В кн. "Кора выветривания", вып. 2, М. Изд.АН СССР, 1956.
- Яворский Б.И., Бутов П.Н. Кузнецкий каменноугольный бассейн. Труды геол.ком. Нов. сер. вып. 177, Л, 1927.
- Яковлев С.В. Карта отложений четвертичной системы Западной Сибири и сопредельных территорий масштаба 1:2500000. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат. Москва, 1961.

О.А. Раковец

К ВОПРОСУ О СОПОСТАВИМОСТИ ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЛТАЯ И ТУВЫ

При разработке вопросов, связанных с новейшими тектоническими движениями в Алтае-Саянской горной области, в 1966 г. были осмотрены разрезы третичных отложений внутригорных впадин Тувы, изученные ранее многими исследователями и особенно детально Л.Д. Шорыгиной (1960).

В наиболее полных разрезах третичных отложений, вскрытых эрозией вдоль северного тектонического борта Убсунурской котловины, ею выделены два основных горизонта: так называемый "нижний обломочный", мощностью до 120 м, состоящий, главным образом, из обломочного материала, и горизонт озерных отложений, нижняя часть которого представлена преимущественно глинисто-алевритовыми, а верхняя глинисто-мергельными осадками, общей мощностью около 100 м. Нижний обломочный горизонт практически не содержит органических остатков и условно отнесен к палеогену. К озерному горизонту приурочены значительные скопления остракод, раковин унионид и палудин, остатки рыб и костей млекопитающих. Списки фауны, собранной и определенной разными исследователями, приведены в работе Л.Д. Шорыгиной. Анализируя имеющиеся материалы, она приходит к выводу о возможности датировать вмещающие отложения возрастом от верхнего миоцена до среднего плиоцена.

Нами были проведены дополнительные сборы фауны, в настоящее время ещё не обработанной. Вместе с тем, несмотря на местные фациальные различия, на основании общих литологических особенностей и фаунистических остатков в самом предварительном виде можно высказать соображения о возможности корреляции третичных отложений Тувы с отдельными частями разреза кайнозойских отложений, выполняющих межгорные впадины Алтая, где эти отложения делятся на ряд свит (Е.Н. Шукина, 1953; Г.Ф. Лунгерсгаузен, О.А. Раковец, 1958; Е.В. Девяткин, 1965).

Нижний обломочный горизонт, мощностью до 120 м обнажен в Козьем овраге и представлен преимущественно грубыми брекчиями и галечниками с супесчаным цементом с прослоями красноцветных

глин и суглинков. Он может быть сопоставлен с нижними частями разреза караумской свиты, развитой у западного борта Чуйской котловины. В среднем течении р. Кызыл-Чин на сильно измененных породах палеозоя, превращенных в кору выветривания, с резким размывом залегают грубые плотно сгруженные щебни, состоящие преимущественно из местных пород, сцементированные красно-бурым суглинком, в свою очередь насыщенным мелкообломочным материалом. Щебням подчинены горизонты внизу красных, вверху бурых плотных аргиллитоподобных глин. Красноцветная пачка мощностью 25-30 м с размывом перекрывается желто-серыми песчано-галечными отложениями кызылгирской свиты. Аналогичные грубые брекчии видны западнее на междуречье р.р. Кызыл-Чина и Ак-Кан, где караумская свита ложится на измененные породы девона разными своими горизонтами. Выше красноцветных щебней следует менее грубая часть разреза, состоящая из взаимно срезающих пачек красно-бурых и отбеленных глин и угловатых галечников, в составе которых преобладают устойчивые породы: кварциты, кварцевые порфиры. Один из прослоев угловатого галечника, залегающий непосредственно на породах девона, нами ошибочно принимался за базальный горизонт караумской свиты. В целом последняя лишена органических остатков и условно отнесена к палеогену.

Таким образом, как на Алтае, так и в Туве в основании разреза третичных отложений залегают пролювиальные грубообломочные образования, формирование которых связано с интенсивным разрушением и переотложением кор выветривания вблизи поднимающихся бортов межгорных впадин.

Стратиграфически выше грубообломочных образований в пределах Чуйской и Убсунурской впадин залегает комплекс существенно озерных отложений. Нижняя часть разреза последних, выделенная Л.Д. Шорыгиной, как глинисто-алевритовая пачка может быть сопоставлена с верхними частями разреза кошагачской свиты Горного Алтая, развитыми вдоль южного склона Курайского хребта. С наибольшей полнотой эта часть разреза кошагачской свиты представлена в левом склоне ручья Туерк, где обнажаются серые и зеленовато-серые алевритистые глины с прослоями кофейно-желтых плотных алевритов и тонкозернистых песчаников. Подчиненное значение имеют прослои темноокрашенных, почти черных углистых глин. Общая мощность подобных отложений достигает здесь 100 м. Западнее ручья Туерк в прослоях желтого глинистого песчаника были встречены

ны раковины палюдин. Подобная же фауна (до 5 горизонтов) была обнаружена в урочище Бекен вблизи перехода темных глин и бурых песчаников кошагачской свиты в светлые известковистые глины туерьской. Из этих слоев Г.Ф. Лунгерсгаузен определены представители миоценовой группы *Viviparus barbotti megarensis* а также крупные *Unio* sp. *Viviparus* sp. Фациальной особенностью свиты в Туве является наличие линз белого мергеля и прослоев серых песчаников и уплотненных иногда косослоистых песков, мощность которых увеличивается в верхней части пачки. К ним обычно и приурочены крупные ядра и отпечатки унионид. Наибольшего развития эта часть разреза достигает в Заячем овраге, где одновременно в подстилающих плотные пески глинисто-алевроитовых слоях встречаются прослой темных углистых глин.

Верхняя часть озерных отложений Убсунурской котловины, мощностью до 40 м, выделенная Л.Д. Шорыгиной как глинисто-мергельная пачка, по литологическим особенностям и фауне моллюсков легко сопоставляется с туерьской (мергельной) свитой Чуйской степи. И на Алтае и в Туве она представлена светлоокрашенными известковистыми глинами с прослоями белых плотных мергелей и в большинстве разрезов связана с подстилающими слоями постепенными переходами. Вместе с тем для туерьского времени в Чуйской степи характерно некоторое расширение области осадконакопления в ряде пунктов (левобережья р. Чуи, правобережье р. Чаган-Узун) туерьская свита ложится на подстилающие слои, в том числе и на палеозойские породы, разными своими горизонтами и содержит в основании изменчивый по мощности слой базального преимущественно кварцевого галечника. В разрезах свиты в убсунурской котловине четкую границу размыва, проходящую внутри песчаных отложений, разделяющих глинисто-алевроитовые и глинисто-мергельные слои можно наблюдать в нижнем течении р. Холу в правой стенке её крупного правобережного оврага. В составе базального горизонта преобладают неокатанные обломки мергелей, галька местных пород и катуны глины. Выше песчаных отложений следует чередование желтых алевритистых глин и светлых алевритов, переходящих вверх по разрезу в светлые известковистые глины с прослоями мергелей. В одном из горизонтов желтых глин встречены обломки костей; лежащие выше мергельно-глинистые отложения содержат богатую фауну моллюсков, остатки скелетов и чешую рыб и остракоды. Из карбо-

натных озерных отложений Алтая и Тувы Г.Ф. Лунгерсгаузенom по личным сборам и сборам Л.Д. Шорыгиной определены совершенно аналогичные вивипариды из группы *barboti megarensis*. В разрезах Тувы эти вивипариды встречены совместно с остатками скульптивированных унионид (*Unio flabelatus Goldf*, *Unio flabellatiformis*) и обломками костей млекопитающих, принадлежащих, согласно заключению В.И. Громова, гиппарионовому комплексу.

На остальной территории Тувы, главным образом, в пределах Хемчикско-Тувинской впадины, фациальной разновидностью озерных отложений туерьской свиты являются делювиально-пролювиальные суглинистые образования, выполняющие широкие долинообразные понижения и выходящие на дневную поверхность вблизи выступов палеозойских пород. Они окрашены в красно-бурые и красновато-коричневые тона и содержат примесь щебней местных пород. Мощности этих отложений обычно невелики порядка нескольких метров и реже до 100 м (данные бурения в Хемчикской и Элегестской впадинах). По последним данным (В.Н. Кресников, Г.И. Рейснер, 1965) возраст красноцветных образований Хемчикско-Тувинской впадины определяется как мио-плиоценовый. Одновозрастными образованиями В.Н. Кресников и Г.И. Рейснер считают перекрывающие красноцветные глины и суглинки серые кварцевые пески. Эти пески нередко залегают непосредственно на палеозойских породах, вторично переветаны и образуют массивы с бугристым рельефом. Высокое гипсометрическое положение песчаных массивов (до 300-350 м над современным уровнем реки) позволило Л.Д. Шорыгиной (1960) считать их остатками аллювия древней гидрографической сети, а по литологии и возрасту сопоставлять с упомянутыми выше аллювиальными песчаными прослоями в глинисто-алевритовой пачке неогеновых отложений северного борта Убсунурской котловины. Изменение высотной отметки подошвы песков меняется на близких расстояниях от 100 до 300 м но эта отметка нигде не поднимается выше 1000 м абсолютной высоты. Соотношение песков с подстилающими их красноцветными глинами можно наблюдать в карьере в 14 км к югу от г. Кызыла, западнее тракта Кызыл-Самагалтай. В восточной стенке карьера отчетливо видно, что серые кварцевые пески выполняют разнообразные по форме и размеру пустоты в толще красноцветных глин и пересекающие их глубокие вертикальные и горизонтальные трещины. Аналогичные соотношения этих отложений видны в карьере к югу от г.

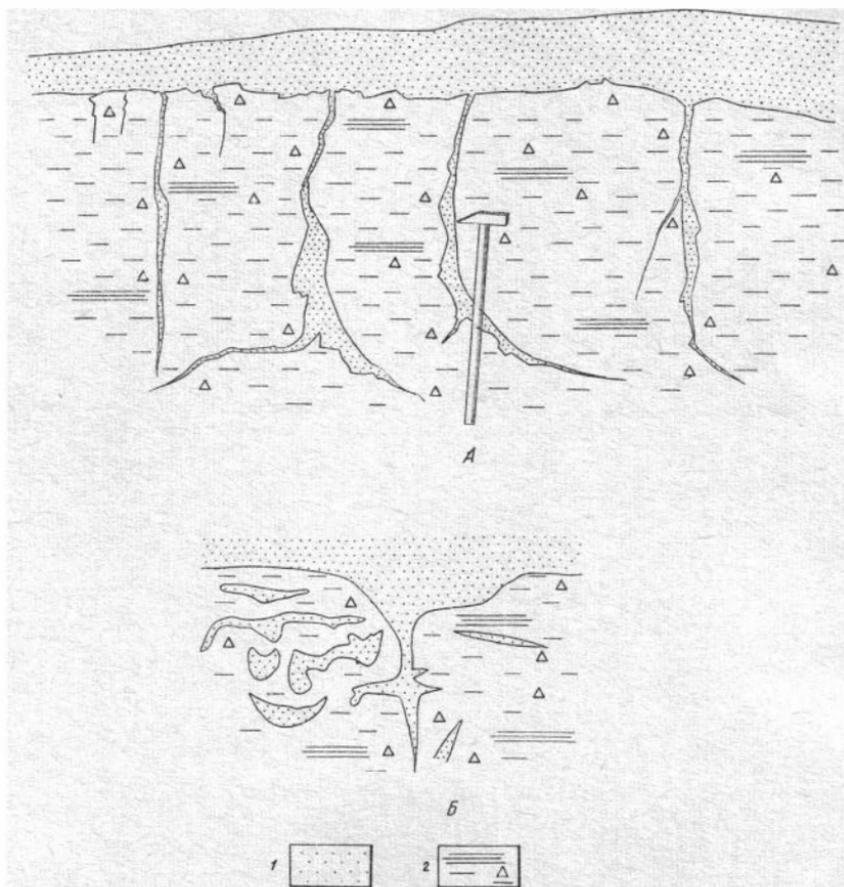


Рис. 1

Характер границы, между красноцветными суглинками и серыми песками
 А - в карьере к югу от г. Кызыла; Б - в карьере к югу от г. Хайранана.
 1 - Серые пески; 2 - Красноцветные суглинки и глины со щеднем.

Хайракан восточнее селения Шагонар (рис. 1). На Перевале Шами в основании песчаных отложений наблюдаются сложные смятия и деформации типа мерзлотных.

Наличие горизонтальных трещин, выполненных песками, в разрезах буровых скважин, видимо, трактуется как взаимное переслаивание красноцветных суглинков и песков, что является одним из доказательств одновозрастности этих образований.

Не отрицая возможности наличия в толще красноцветных суглинков, в общем богатых обломочным материалом, прослоев песка, нам представляется ошибочным относить к неогену основную массу песчаных накоплений, перекрывающих красноцветные суглинки, и развитых на междуречьях. Основываясь на характере границы между ними, правильнее предположить значительный перерыв в осадконакоплении, во время которого красноцветные суглинки были разбиты глубокими сложно разветвленными трещинами, по которым произошло выщелачивание красноцветных отложений и образование разнообразных по форме пустот, гораздо позднее выполненных песками. Не решая однозначно вопроса о возрасте песчаных накоплений, в самом предварительном виде можно высказать предположение, что при дальнейших исследованиях они могут найти возрастных аналогов среди песчаных образований "полифацциального комплекса" Минусинских впадин, краснодубровской свиты предгорий Алтая, галечников и песков свиты Чогалды-Кобу, т.е. относятся, в основном, к среднему отделу четвертичной системы. По условиям залегания и характеру распространения их можно рассматривать как остатки озерно-аллювиальных равнин, сформированных аллювиально-пролювиальными выносами рек, стекавших с горного обрамления, главным образом, с хребта Танн-Ола, по широко разветвленным притокам Хемчика и Енисея в центральные части впадин, местами занятых озерами. Реликтами последних, видимо, являются озера Ходын, Чедер и другие, расположенные на высоких междуречьях среди песчаных массивов к югу от г. Кызыла.

В заключение следует отметить, что в наиболее полных разрезах неогеновых отложений вдоль северного борта Убсунурской котловины глинисто-мергельная пачка перекрывается песчано-галечными отложениями мощностью до 9 м. В Козьем овраге в их основании лежит плотно сцементированный мелкогалечный конгломерат, перекрываемый серыми песками и прослоями песчаников. На основа-

нии литологического сходства эту пачку можно сопоставить с бенкенской свитой (нижней подсвитой) Горного Алтая и по возрасту отнести к верхнему плиоцену. Разрез третичных отложений венчается бурными грубообломочными пролювиальными отложениями, прослоями цементированными песчано-суглинистым красно-бурым цементом. В Козьем овраге эта пачка достигает мощности 15 м. По условиям образования и литологическому составу она может быть сопоставлена с терекской свитой Горного Алтая. Накопление подобных образований связано с проявлением тектонических движений, имевших место в Алтае-Саянской горной области в конце плиоцена - на чале четвертичного периода.

Таким образом, третичные отложения, выполняющие древние межгорные впадины Алтая и Тувы, при небольших местных фациальных различиях имеют определенные черты сходства, что позволяет говорить об общности и одновременности неотектонического развития этих территорий.

ЛИТЕРАТУРА

- Девяткин в.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. Изд. "Наука", М., 1965.
- Лунгерсгаузен Г.Ф., Раковец О.А. Некоторые новые данные о стратиграфии третичных отложений Горного Алтая. Тр. Всес. аэрогеол. треста, вып. 4, 1958.
- Шорыгина Л.Д. Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы. Тр. ГИН АН СССР, вып. 26, 1960.

ВЕРХНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКАЯ СТОЯНКА АФОНТОВА ГОРА П
(результаты новых геологических исследований)

Верхнепалеолитическая стоянка Афонтова гора П является одним из основных и опорных археологических памятников Сибири, а также важнейшим стратиграфическим репером разреза четвертичных отложений территории бассейна р. Енисей. Честь открытия этой стоянки принадлежит В.И. Громову, обнаружившему эту стоянку ещё в 1912 г. будучи в то время учеником VI класса гимназии. В 1923–1925 гг. на стоянке были проведены большие раскопки (вскрыто около 200 кв.м. площади), во время которых В.И. Громовым проведено детальное геологическое изучение стоянки и собранных здесь костных остатков фауны млекопитающих (около 10000 костей животных).

Тщательный анализ комплекса геологических данных не только по самой стоянке, но и большей территории окрестностей г. Красноярска, а также подробный анализ палеонтологических материалов, позволили В.И. Громову создать весьма убедительную картину формирования отложений Афонтовой горы П и выявить палеогеографические условия времени обитания человека на этой стоянке.

Все это дало возможность В.И. Громову ещё в 1928 г. совершенно определенно отнести эту стоянку (её нижний культурный горизонт) к позднеледниковому (вюрмскому) времени (Громов, 1928, 1932, 1948). С тех пор всеми последующими исследователями Енисейского бассейна стоянка Афонтова гора П стала служить как бы палеогеографическим эталоном, с которым сравнивались те или иные геологические тела при их привязке к позднеледниковью.

Район Афонтовой горы, являющийся восточной частью Гремячей сопки и находящийся в западной части г. Красноярска, во время археологических раскопок 1923–1925 гг. был пригородной частью Красноярска. Теперь эта территория представляет собой плотно застроенную часть города, а само место раскопок под бывшими дачами Юдина у подножья восточного склона Афонтовой горы занято постройками.

К подножью склона Афонтовой горы примыкает поверхность П надпойменной террасы р. Енисей высотой 14–16 м. Нижняя часть склона Афонтовой горы образует террасовидную площадку, на которой располагаются постройки бывшей дачи Юдина. Крутой уступ этой площадки возвышается почти на 10 м над поверхностью П надпойменной террасы.

Как раз в обрыве восточной части этого уступа и были проведены в 1923–1925 гг. основные раскопки палеолитической стоянки Афонтова гора П. Здесь В.И. Громовым был описан основной геологический разрез стоянки, в котором в общем виде выделяется четыре горизонта (по В.И. Громову, 1948).

1. Палево-серый лесс (лессовидная супесь) с ярко выраженной вертикальной отдельностью, пористый, содержащий скопления ракушек наземных моллюсков *Pupilla*, *Vallonia*, *Helix*. В 3,5 м ниже кровли слоя – культурный горизонт с каменными орудиями и костями северного оленя, быка, лошади, песка. Мощность слоя – до 3,7 м.

2. Палево-бурая лессовидная супесь с большим количеством охристых прослоев и примазков в виде полосок и расплывчатых пятен. В слое встречены редкие остатки наземных моллюсков. В I м и в 2-х м от кровли залегают два темных прослоя – C_1 и C_2 , имеющих падение к западу ($15-18^\circ$). В основании слоя – мощный культурный горизонт – C_3 , содержащий огромное количество остатков технической деятельности и охоты человека. Мощность – от 4,35 м до 7 м.

3. Палево-серая супесь с тонкими илистыми прослойками, ниже перемежающаяся с более мощными прослоями глины и песка. В верхней части наблюдаются два темных прослоя – D_1 и D_2 , залегающие в 2-х м один от другого. Мощность слоя – около 4,75 м.

4. Речной галечник с песком.

В последние годы район Афонтовой горы неоднократно посещался геологами и археологами с целью поисков новых геологических разрезов и палеолитических стоянок. В 1962 г. нам удалось расчистить и описать обнажение южного склона подножья Афонтовой горы, примерно в 40 м от места прежних раскопок верхнепалеолитической стоянки гора П.

Здесь записан следующий разрез (снизу вверх):

| | Мощность м. |
|---|----------------|
| 1. Супесь желтовато-серая, лессовидная, пылеватая, карбонатизированная | 1,23 |
| 2. Та же супесь с охристыми разводами и пятнами и ржаво-охристыми полосами, имеющими падение к северо-западу, вертикально-трещиноватая | 0,48 |
| 3. Супесь коричневатого-серая, лессовидная, карбонатная, с охристыми разводами и пятнами | 0,7 |
| 4. Та же супесь лессовидная, пылеватая, с горизонтальными охристыми прослоями мощностью от 0,2 до 3,0 см. По трещинам и линиям наслоений - пятна и включения мучнистой карбонатной присыпки. В 0,8 м ниже кровли слоя - обломки костей (в том числе позвонки лошади, фаланга, бизона). Встречаются единичные включения гальки (до 1,5 см) и гравийных зерен | 1,0 |
| 5. Супесь та же, но несколько более светлая, карбонатная с темно-коричневыми линзами и невыдержанными прослоями в верхней и нижней частях слоя | 1,35 |
| 6. Супесь светло-серая, тонкая с неправильными прослоями ещё более светлой супеси, с налетами карбонатного вещества. Слоистость горизонтальная, недостаточно отчетливая | 0,37 |
| 7. Переслаивание серого песка (мощностью 4-5 см) и желтовато-серой супеси (мощностью 2-3 см). Слойки горизонтальны, но падают к с.з. под углом 10-12°, Встречаются включения единичной мелкой гальки размером до 1,5 см. В основании слоя неровная, разорванная полоса коричневатой супеси мощн. 0,3-0,4 см. Подошва слоя неровная, изогнутая | 0,3 |

8. Песок серый, тонкий горизонтально-слоистый с пятнами, линзами и неправильными прослоями коричневатого, более глинистого песка, встречаются единичные зерна гравия 0,25
9. Супесь серая, тонкая, волнисто-слоистая с пятнами и линзами в верхней и нижней части слоя охристой супеси. По всему слою рассеяны пятна коричневатой глинистой супеси. Встречаются диагональные линзы серого песка мощностью 2-3 см. По слою рассеяны светлые карбонатные налеты 0,85
10. Супесь, тонкая, коричневато-серая, с неясной горизонтальной слоистостью, с включением карбонатов. В 45 см и 158 см ниже кровли слоя протягиваются горизонтальные темно-коричневые (гумусированные?) полосы, падающие вглубь склона ($СЗ \angle 31^{\circ}$). Мощность этих полос 3-5 см; в них включены древесных угольков. Полосы имеют линзовидное строение, местами образуют раздувы до 20 см мощности, местами префрываются, образуют полоски ответвлений. Верхняя полоса очень неровная, изогнутая. В 87 см и 121 см ниже кровли наблюдаются две линзы такого же облика, как и полосы, мощностью в раздуве до 5-8 см и длиной до 45 см. 2.72
11. Супесь глинистая желтовато-серая, неяснослоистая, с пятнами, разводами и диагональными охристыми линиями. На глубине 0,4-0,7 м ниже кровли слоя отмечается скопление карбонатных включений. На глубине 0,9 м - темная гумусированная полоса, включающая древесные угольки, обломки костей. Мощность полосы от 5 до 15 см, она падает к западу под углом 38° . В 1,2 м ниже кровли слоя наблюдается ещё одна слабо выраженная полоса потемнения с точечными включениями угольков. Вид. мощность 1,6

Поверхность П надпойменной террасы р. Енисей, над которой возвышается приведенное обнажение, находится ниже описанной части разреза в 2-х метрах.

Сравнивая осмотренный нами разрез с разрезом, описанным В.И. Громовым непосредственно на месте раскопок стоянки Афонтовой горы П, можно видеть их довольно близкое сходство. Очевидно, что две темно-коричневые (гумусированные?) полосы слоя IО должны отвечать прослоям C_1 и C_2 В.И. Громова, а темная полоса слоя II - прослою нижнего культурного горизонта Афонтовой горы П (C_3 В.И. Громова). Верхний культурный горизонт также вполне сопоставим: в приведенном разрезе он встречен на глубине 3,2 м, а по В.И. Громову - на глубине около 3,5 м. Надо только отметить, что В.И. Громов относит часть разреза стоянки Афонтовой горы П к делювиальным образованиям (светло-серый песчаный лесс, включающий верхний культурный горизонт), а часть разреза - к делювиально-аллювиальным (лессовидная супесь, включающая нижний культурный горизонт - C_3 , а также прослои C_1 , C_2 , D_1 , и D_2).

Под описанными отложениями В.И. Громовым наблюдалась пачка аллювиальных образований (переслаивание супеси, песков, глин) и ниже на высоте около 14 м над Енисеем - галечники.

Однако, в приведенном выше разрезе выделяются несколько генетически разнородных пачек. Во-первых, пачка покровных лессовидных образований (слои I-5), стоящая из желтовато-серой лессовидной супеси (слои I-2) и коричневатой-серой супеси (слои 3-5). Во-вторых, слои 6, 7, 8 и, вероятно, 9 имеют аллювиальное происхождение и типичные черты строения пойменной фации аллювия. Наконец, в-третьих, слои IО и II нельзя считать с определенностью ни аллювиальными, ни покровными образованиями. Это неясно-слоистые отложения с налетом карбонатов и даже наличием горизонта карбонатизации (в слое II); существенно, что по данным В.И. Громова (1932, 1948) здесь встречаются наземные моллюски. По-видимому, больше данных свидетельствует о делювиальном происхождении этой пачки слоев IО и II.

Как и В.И. Громовым, нами также наблюдалось падение слоев вглубь склона, что в согласии с В.И. Громовым, может быть объяснено только оползневой природой этой части склона Афонтовой горы. Заметно, что углы падения прослоев вглубь склона уменьша-

ются снизу вверх по обнажению, что свидетельствует о малой длине и значительной крутизне плоскости скольжения оползня.

Следов воздействия мерзлотных процессов в этом обнажении достоверно не установлено. Правда, неровные разорванные прослои в основании слоя 7 и верхнего темного (гумусированного?) горизонта слоя 10 возможно могут быть объяснены воздействием солифлюкционных процессов. Однако, это нельзя утверждать с уверенностью; нарушения могли возникнуть и при оползании.

Высота поверхности II надпойменной террасы в районе г. Красноярска 14-16 м. В районе стоянки Афонтова гора II эта терраса сложена галечниками почти на всю мощность. Блок оползня, в котором расположена стоянка, надвинут, следовательно, на поверхность II надпойменной террасы. Тогда надо прийти к выводу о принадлежности толщи, вмещающей культурные горизонты стоянки к более древним отложениям, чем к тем образованиям, которые слагают II надпойменную террасу. Согласно исследованиям В.И. Громова аналогии отложений разреза Афонтовой горы II слагают накопления III надпойменной террасы в разрезе стоянки Афонтова гора III. Таким образом, надо полагать, что в разрезе Афонтовой горы II обнажаются оползшие отложения III надпойменной террасы.

С указанных позиций разрез Афонтовой горы II может быть истолкован следующим образом. Слои 10 и 11, вмещающие нижний культурный горизонт представляют собой покровные образования, отложившиеся на пойменной фации аллювия III надпойменной террасы р. Енисея. С началом накопления покровных образований завершена фаза формирования накоплений III надпойменной террасы и продолжается аккумуляция галечников II надпойменной террасы. Следовательно, можно считать, что время поселения человека нижнего горизонта Афонтовой горы II в геологическом смысле одновременно какому-то этапу формирования накоплений II надпойменной террасы. Над покровными образованиями с нижними культурными горизонтами залегают отложения пойменного типа слоев 6, 7, 8 и 9. Эти слои - свидетели увеличения размаха паводков времени накопления аллювия II надпойменной террасы. Причинность этого пока не ясна, но возможно, что это явление связано с развитием вечной мерзлоты, наличие которой обуславливает увеличение высоты паводков. Если это так, то время накопления этих пойменных осадков должно от-

вечать развитию перигляциальной обстановки и, следовательно, ледниковому этапу. Слои выше 6 – все относятся к покровным образованиям, состоящим из более темных облессованных слоев (3, 4, 5) и более светлых слоев (1, 2). Более темные лессовидные образования непосредственно лежат на пойменных отложениях, относимых нами к аллювию П надпойменной террасы. Следовательно, культурный горизонт (верхний), заключенный в слое 4, хотя и моложе аллювиальной фации высоких паводков П надпойменной террасы, но, вероятно, не древнее времени завершения аккумуляции накоплений этой террасы. К такому соображению нас приводит факт наличия некоторой лессовидности верхних частей пойменной фации П террасы в Кокоревско-Новоселовском районе выше по р. Енисею (Равский, Цейтлин, 1965). Следующий, более светлый лессовидный покров (слои 1, 2), являющийся во времени последним, сопоставим, вероятно, с наиболее поздними лессовидными образованиями, перекрывающими аллювий I надпойменной террасы.

Нижний культурный горизонт Афонтовой горы П располагается, как указывалось, в покровных образованиях Ш надпойменной террасы. Во время поселения здесь человека река подмывала уступ этой более высокой террасы.

В.И. Громиным (1948) на основании анализа геологического и палеонтологического материала стоянки было показано, что в то время существовали условия несколько более суровые, чем современный, климата, а в ландшафте преобладали безлесные пространства, хотя участки лесов кое-где и существовали. Весьма интересно трактуется В.И. Громовым совместное нахождение в "кухонных отбросах" человека стоянки своеобразной фауны животных как северной (песец, белая куропатка, возможно, северный олень), так и южно-умеренной (благородный олень, косуля, сайга, бык, джигитей) географических провинций. В.И. Громов отмечает, что "странное, на первый взгляд, смещение северных и южных видов... легко объясняется уже наметившимися экологическими особенностями, благодаря которым слабое развитие лессов устраняло ту почти непреодолимую преграду для животных, которая существует для них в настоящее время" (1948, стр. 322). И далее: "в холодные снежные зимы северные животные далеко проникали на юг, а весной, когда степи покрывались растительностью, среди них появлялись дикие

лошади, сайгаки, быки" (там же). На наш взгляд, здесь В.И. Громовым чрезвычайно отчетливо намечена обстановка в перигляциальной зоне во время начала оледенения. Видно, что наряду с сильно уменьшавшейся лесистостью территории и нарушением географической зональности природных ландшафтов, продолжает существовать в годовом цикле климатическая сезонность.

Если проследить ход развития событий далее вверх по стратиграфическому разрезу стоянки, то со следующим этапом надо связывать наличие фации высоких паводков, представленных супесями и песками. Вероятно, они фиксируют момент наибольшего развития вечной мерзлоты, кульминации холодных условий времени оледенения. Заглиненность отложений фации высоких паводков, их волнистая слоистость могут, по-видимому, служить некоторым основанием для отнесения их к типу перигляциального аллювия. Судя по сравнительно небольшой мощности этих отложений (менее 2-х метров) этот этап высоких паводков (или разливов?) был сравнительно непродолжительным.

Затем произошел спад уровня воды в реке, на поверхности отложений перигляциального аллювия вновь накапливаются покровные отложения, в средней части которых располагается верхний культурный горизонт. Надо полагать, что во время поселения здесь человека река также протекала поблизости от уступа (палеолитический человек устраивал свои стоянки преимущественно у водоемов). Поскольку II надпойменная терраса Енисея располагается непосредственно у подножья уступа стоянки и слагается на всю мощность галечниками, есть основание полагать, что человек стоянки верхнего культурного горизонта Афонтовой горы II жил здесь ещё тогда, когда отложения II террасы были скрыты под водой или же возвышались над ней в виде бечевника или островков. Вероятно, это было уже временем завершения аккумуляции накоплений II террасы.

Как видно из приведенного выше описания обнажения почти до верха разреза наблюдается падение слоев к северо-западу, обусловленное, как указывалось, оползнем. Исходя из того, что наклон слоев наблюдается даже в слое 2, можно предположить, что оползание всех этих накоплений произошло уже после образования верхнего культурного горизонта. По-видимому, этому способство-

вало наряду с увеличением высоты уступа (при повышении уровня реки), также и возрастающая нагрузка делювиального покрова, напозвавшего свода со склона Афонтовой горы.

В какие же геохронологические этапы были сформированы культурные горизонты стоянки Афонтовой горы П? В.И. Громов (1948) отнес нижний культурный горизонт её к позднеледниковому времени. Нами в 1962 г. совместно с С.Л. Троицким, Н.В. Кинд, Э.А. Вангенгейм из нижней тёмной гумусированной полосы слоя II (см. описание разреза), сопоставляемого с основным нижним культурным горизонтом G_3 В.И. Громова, были собраны древесные угли, радиоуглеродный анализ которых по C^{14} дал возраст 20900 ± 300 лет (ГИН-117); Чердынцев, Алексеев, Кинд и др., 1965). Эта дата хорошо согласуется с высказанным В.И. Громовым представлением о позднеледниковом возрасте стоянки, а в принятых теперь геохронологических подразделениях соответствует началу сартанского оледенения.

О времени последующих событий, связанных с накоплением залегающих толщ разреза Афонтовой горы П данных пока нет. Но, исходя из геологических сопоставлений, можно высказать следующее. Выше по р. Енисею, в Новоселовском районе, культурные горизонты стоянки Кокерова III (Киперный лог) залегают в нормальном пойменном аллювии П надпойменной террасы на высоте 7 м над урезом воды в р. Енисей. Эти культурные горизонты по данным радиоуглеродного анализа (по C^{14}) углей имеют возраст 14320 ± 330 лет (ЛЕ-469) и даже 15460 ± 320 (ЛЕ-540) (Кинд, 1965). Следовательно, высокие паводки (разливы?), отложения которых перекрывают покровные толщи с нижним культурным горизонтом стоянки Афонтовой горы П, а также кульминация холода первой половины сартанского оледенения, были, надо полагать, в интервале времени между 20000 и 15000 лет от наших дней.

В том же Новоселовском районе выше по Енисею культурные горизонты в самых верхних частях пойменного аллювия верхнепалеолитических стоянок Кокорево I и П (Забочка и Тележный Лог) имеют радиоуглеродные даты (по C^{14}) по углям соответственно 13300 ± 50 (ГИН-91) и 13330 ± 100 (ГИН-90) (Чердынцев, Алексеев, Кинд и др., 1965). С другой стороны, по имеющимся геологическим данным и данным радиоуглеродных датировок в интервале 12500-11500 лет

фиксируются интерстадиальные потепления внутри сартанского оледенения (Кинд, 1965; Цейтлин, 1965). С этим интерстадиальным перерывом нами связывается усиление эрозионной деятельности и формирование уступа П надпойменной террасы на р. Енисее. Поскольку время поселения человека верхнего культурного горизонта стоянки Афонтова гора П, как указывалось выше, приурочено к самому концу формирования аллювия П надпойменной террасы, то, следовательно, эта стоянка человека была между 13000 и 12000 лет от наших времен.

Время образования оползня следует, по-видимому, отнести к тому кратковременному отрезку сартанского оледенения, который следовал за интерстадиальным промежутком. Именно в этот отрезок времени и до начала голоцена резко усилилось образование дельвия, возрастающее давление масс которого и вызвало оползание. Эта последняя вспышка сартанского оледенения происходила между 11500 лет и до, примерно, 10000 лет (начало голоцена).

В заключение надо отметить, что основные положения, касающиеся геологического положения и палеогеографических условий стоянки Афонтова гора П, как видно было из изложенного, в своих главных чертах очень близки к представлениям В.И. Громова (1948). Некоторые отличия связаны, главным образом, с иным истолкованием генезиса тех или иных слоев или некоторыми уточнениями по данным радиоуглеродных датировок последних лет. Главное положение В.И. Громова о связи стоянки (нижних горизонтов) с покровными образованиями III надпойменной террасы, о одновременности её нижних культурных горизонтов накоплению галечников П надпойменной террасы, а также о её позднеледниковом возрасте, — являются совершенно справедливыми.

Л и т е р а т у р а

- Громов В.И. К вопросу о возрасте Сибирского палеолита. Докл.АН СССР, № 10, Л., 1928.
- Громов В.И. Геология и фауна палеолитической стоянки Афонтова гора П, Тр. Ком. по изуч. четв. пер., № 1, 1932.

- Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 64, геол. серия (№ 17), 1948.
- Кинд Н.В. Абсолютная хронология основных этапов истории последнего оледенения и послеледниковья Сибири (по данным радиоуглеродного метода) В кн. "Четвертичный период и его история (к УП конгр. *INQUA*). Ком. по изуч. четв. пер. АН СССР. М., 1965.
- Равский Э.И., Цейтлин С.М. Геология Енисейского палеолита. В кн. "Стратигр. и периодиз. палеолита центр. и вост. Европы (к УП конгр. *INQUA*). Ком. по изуч. четв. пер. АН СССР, М., 1965.
- Цейтлин С.М. О разчленении последнего ледниковья Сибири. В кн. Четвертичн. период и его история (к УП конгресс. *INQUA*). Ком. по изуч. четверт. периода АН СССР, М., 1965.
- Чердынцев В.В., Алексеев В.А., Кинд Н.В., Форова В.С., Завельский Ф.С., Сулержицкий Л.Д., Форсенкова И.В. Радиоуглеродные даты лаборатории Геологического института (ГИИ) АН СССР. Геохимия, № 12, 1965.

ОСТРАКОДЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ПРИУБЬЯ

Фауна остракод имеет широкое распространение в четвертичных отложениях юга Западно-Сибирской низменности, что дает возможность использовать её для сопоставления стратиграфических построений отдельных геологических разрезов. Кроме того, разные виды остракод обитает в различных физико-географических условиях и, следовательно являются хорошими индикаторами среды осадконакопления.

Авторы настоящей статьи впервые для Западно-Сибирской низменности сделали попытку проанализировать распространение остракод в четвертичных отложениях опорных разрезов у сс. Амбарцево и Вороново, расположенных в районе среднего течения р. Оби, и сопоставить их между собой. Выбор именно указанных обнажений продиктован возможностью коррелирования данных, полученных по фауне остракод, с материалами по спорово-пыльцевому и минералогическому анализам, изложенных в работах Г.Ф. Букреевой (2,3) и М.Р. Вотях, А.И. Стрижовой, С.С. Сухоруковой (4).

Четвертичные отложения среднего течения р. Оби изучались многими исследователями. Стратиграфические, литолого-фациальные исследования проводились М.П. Нагорским (13), В.А. Николаевым (15), Б.В. Мизеровым (10, 11, 12), В.А. Мартыновым, С.А. Архиповым (1), И.А. Волковым и др., минералого-петрографическое изучение проводилось Е.В. Шумиловой (18), С.С. Сухоруковой (4), М.Р. Махензон (9, 10), карпологические и палинологические исследования велись М.Г. Гричук (7, 8), Г.Ф. Букреевой (2,3), П.А. и В.П. Никитиными (14), М.Р. Вотях (4), А.И. Стрижовой (4).

На основе этих исследований были достаточно подробно разработаны стратиграфические схемы четвертичных отложений этой территории, которые различаются количеством выделяемых свит, трактовкой палеофациальных условий осадконакопления, стратиграфическим положением в разрезе. Поэтому представляют интерес любые дополнительные исследования, которые могут способствовать разрешению спорных вопросов.

Из отложений обнажений с.с. Амбарцево и Вороново послыжно отбирались образцы на спорово-пыльцевой, минералогический и микрофаунистический анализы.

В образцах, где встречена фауна остракод, после определения их видового состава, подсчитывалось количество экземпляров каждого вида. Затем по методу Е.А. Гофмана (5, 6) все данные подсчета приводились к процентному содержанию по вертикали разреза отдельно по каждому виду.

При подсчете процентного содержания одного вида по всему разрезу получали "распространение экземпляров одного вида по вертикали", что позволяло "установить зоны минимумов и максимумов развития этого вида, отражающих изменения определенных физико-географических условий" (6).

Параллельно литолого-стратиграфической колонке строились вариационные кривые распространения видов (рис. 1, 2, 3). Сравнивая между собой вариационные кривые обнажений Амбарцево и Вороново можно наметить участки разрезов, характеризующиеся определенными видами и видовыми ассоциациями остракод (рис. 1, 2), вероятно, отражающие сходные условия осадконакопления.

Обнажение Амбарцево расположено на левом берегу р. Оби, вблизи с. Амбарцево.

По данным Волкова И.А. в обнажении вскрыты следующие породы (сверху вниз):

- Слой I. Супесь желто-бурая плитчато-слоистая и лессовидные суглинки. На глубинах 2 и 6 м - гумусированные горизонты (погребенная почва) 0,0 - 6,0 м
2. Супесь буровато-желтая с тонкими прослоями буровато-серых суглинков. На глубине 8 м - гумусированный суглинок 6,0 - 10,0 м
 3. Песок тонко-мелко-зернистый и косослоистый. Нижняя граница слоя резкая 10,0 - 17,7 м
 4. Глина серая, горизонтально-слоистая. 17,7 - 22,2 м
 5. Супесь буровато-серая неясно горизонтально слоистая. Нижняя граница слоя резкая. 22,2 - 24,2 м
 6. Суглинок буровато-серый с прослоями алевроита, песка и глины. 24,2 - 32,2 м
 7. Песок желтовато-серый, разномелкозернистый, косослоистый, с большим количеством растительного детрита.. 32,2 - 35,0 м

Фауна остракод встречена в отложениях интервала 10,0-24,0 м обнажения. Здесь наблюдается смена четырех видовых ассоциаций остракод.

Первая видовая ассоциация остракод приурочена к буровато-серой супеси слоя 5 (интервал 24,0-22,0 м). Она представлена всего семью видами. Преобладающими здесь являются *Ilyocypris bradyi* Sars, *Ilyocypris tuberculata* Br. В значительном количестве присутствуют *Candoniella subellipsoida* (Scharapova), *Candona arcina* Liepin единичные экземпляры *Candona rostrata* Br. et Norman, *Candona caudata* Kaufmann, *Cyclocypris laevis* (Müller).

Все перечисленные формы являются эвригалинными и эвритермными видами, то есть видами, переносящими колебания солености и температурных условий среды.

Вторая видовая ассоциация остракод получена из основания глинистого слоя 4 (интервал 22,0-21,0). Здесь наряду с видами *Ilyocypris bradyi* Sars, *Candoniella subellipsoida* (Scharapova), появляются в значительном количестве *Limnocythere dorsotuberculata* Negadaev, *Limnocythere grinfeldi* Liepin, *Candona neglecta* Sars и единичные формы *Candoniella albicans* (Brady), *Cyclocypris* (Müller). Исчез вид *Ilyocypris tuberculata* Br. и почти все виды рода *Candona*.

На этом этапе осадконакопления наряду с эвригалинными видами появляются виды сугубо пресноводные - рода *Limnocythere*.

Третья видовая ассоциация остракод получена также из глинистого слоя 4 (интервал 21,0-18,0 м), но резко отличается от выше описанной. Исчезают почти все виды остракод и появляется единственный вид *Cytherissa lacustris* Sars, относящийся к эвритермным и эвригалинным формам.

Четвертая видовая ассоциация остракод встречена в песчаных отложениях слоя 3 (интервал 18,0-15,0 м) и характеризуется большим разнообразием видового состава. В значительном количестве присутствуют виды *Candoniella subellipsoida* (Scharapova), *Limnocythere dorsotuberculata* Negadaev, *Ilyocypris bradyi* Sars продолжает существовать *Cytherissa lacustris* Sars. Кроме того встречаются единичные створки видов *Candoniella albicans* (Brady), *Candona candida* (Müller), *Candona arcina* Liepin, *Candona rostrata* Brady et Norman, *Candona restangulata* Alm, *Limnocythere manjtschensis* Negadaev, *Limnocythere diffluxilis* Jaskevich.

Многие из перечисленных форм являются эвритермными, некоторые же – стенотермно-холодолюбивые *Candona candida* (Müller), *Candona rectangulata* Alm.

Из приведенного материала видно, что первая, вторая и четвертая видовые ассоциации остракод близки между собой, хотя получены из литологически разнообразных пород – супеси, глины и песка. Ассоциации имеют в своем составе большое разнообразие видов. Небольшие различия между перечисленными ассоциациями проявляются лишь в преобладании или уменьшении некоторых видов над остальными. Вероятно, это связано с изменением фациальной обстановки. Например, первая видовая ассоциация имеет в своем составе лишь эвригалинные и эвритермные формы остракод. Во второй же ассоциации наряду с этими формами появляются сугубо пресноводные виды.

В то же время из одного слоя 4 выделены две различные видовые ассоциации – вторая и третья. Вторая ассоциация приурочена к основанию слоя 4 и имеет в своем составе разнообразные виды остракод. Выше по слою происходит почти полное исчезновение всех видов остракод за исключением *Cytherissa lacustris* Sars (третья ассоциация).

Спорово-пыльцевые спектры из этого слоя глин характеризуются присутствием пыльцы кустарниковой березы (*Betula sec. Nanae*) и наличием холодолюбивых плаунов – *Lycopodium pungens* La Pul., *Lycopodium appressum* (Desv.) Petr., *Selaginella sibirica* (Milde) Hieron. Перечисленные формы являются индикаторами холодного климата (4).

Следовательно, наступившее похолодание климата повлекло за собой почти полное исчезновение всех видов остракод. Жизнеспособным в этих условиях оказался единственный рачок *Cytherissa lacustris* Sars.

Обнажения Вороново (Воронов яр I и II) находятся на левом берегу р. Оби в 4,5 км ниже с. Вороново.

Обнажение Воронов яр I имеет высоту около 50 м и абсолютную отметку уреза воды 78–79 м. Описание пород этого обнажения проведено Д.В. Михайловским и дается сверху вниз:

- | | |
|---|-------------|
| Слой I. Почвенно-растительный слой | 0,0 – 0,4 м |
| 2. Суглинок желто-серый, палевый лессовидный. Переход к ниже лежащему слою постепенный | 0,4 – 5,0 м |

| Видовые ассоциации остракод | | Глубина в метрах | Геологическая колонка | Номера образцов | |
|-----------------------------|----|------------------|-----------------------|-----------------|---|
| V | 8 | 8 | | 30 | Darwinula sp. |
| | 10 | 10 | | 34 | Ilyocypris bradyi |
| IV | 12 | 12 | | | Ilyocypris tuberculata |
| | 14 | 14 | | | Candoniella subellipsoidea /C. Schubinae/ |
| | 16 | 16 | | | Candoniella albicans |
| III | 18 | 18 | | 55 | Candona neglecta |
| | 20 | 20 | | 62 | Candona candida |
| | 22 | 22 | | 68 | Candona arcina |
| ? | 24 | 24 | | 73 | Candona rostrata |
| II | 26 | 26 | | 81 | Candona rectangulata |
| | 28 | 28 | | 84 | Limnocythere dorsotuberculata |
| | 30 | 30 | | 94 | Limnocythere grinfeldi |
| | 32 | 32 | | 97 | Limnocythere sp. I |
| I | 34 | 34 | | 107 | Limnocythere inopinata |
| | 36 | 36 | | 116 | Cydocypris laevis |
| | | | | | Cypris crassa |
| | | | | | Cyprinotus sp. |
| | | | | | Cypridopsis viqua |
| | | | | | Criptocandona sp. |
| | | | | | Cytherissa lacustris |

- Слой 3. Супесь палевая, лессовидная, обохренная 5,0 - 7,5 м
4. Суглинок желто-бурый 7,5 - 8,3 м
 5. Погребенная почва 8,3 - 9,7 м
 6. Суглинок желто-бурый плотный с налетами и журавчиками карбонатов, в основании прослой (0,1 м) песка. Подошва слоя неровная 9,7 - 16,5 м
 7. Глина темно-серая 16,5 - 17,2 м
 8. Песок белый, преимущественно кварцевый, мелкозернистый 17,2 - 17,5 м
 9. Глина зеленовато-серая с тонкими прослойками песка. В подошве - полого волнистая слоистость, обильные включения раковин моллюсков 17,5 - 24,0 м
 10. Супесь желтовато-бурая, переслаивающаяся с зеленовато-темно-бурой глиной 24,0 - 26,0 м
 11. Глина зеленовато-бурая, желто-серая с тонкой горизонтальной слоистостью 26,0 - 28,2 м
 12. Супесь желтая с прослоями от 0,5 до 6,0 см глины алевритистой 28,2-29,8 м
 13. Песок желтовато-серый, пылеватый, тонкозернистый, слоистый. Слоистость переметная, либо слабо волнистая, либо косая 29,8 - 32,8 м
 14. Супесь, песок и глина, переслаивающиеся между собой 32,8 - 36,7 м
 15. Песок светло-серый, преимущественно кварцевый, слоистый. Слоистость диагональная и косая 36,7-38,4 м
 16. Песок желто-серый, сильно ожелезненный с косой и диагональной слоистостью 38,4- 39,7 м
 17. Галечник 39,7 - 40,1 м
 18. Песок желтовато-серый, горизонтальнослоистый, с прослоями глины. На глубине 42,8 м небольшой прослой галечника 40,1 - 44,2 м

Фауна остракод встречена почти по всему разрезу. Также, как и в отложениях Амбарцевского обнажения здесь наблюдается неоднократная смена видового состава, Встречено пять видовых ассоциаций остракод /рис.2/.

Первая видовая ассоциация остракод получена из песчаных отложений интервала 35,7-29,0 м. Остракоды здесь присутствуют в незначительном количестве и в одинаковых соотношениях. Встре-

чаются *Candoniella subellipsoida* (Scharapova), *Candoniella albicans* (Brady), *Candona neglecta* Sars, *Candona arcina* Liepin, *Candona rostrata* Brady et Norman, *Limnocythere dorsotuberculata* Negadaev, *Limnocythere inopinata* (Baird), *Cyclocypris laevis* (Müller), *Eucypris crassa* (Müller), *Criptocandona* ? sp., *Ilyocypris bradyi* Sars.

Вторая видовая ассоциация остракод получена из глин и суглинки интервала 29,0-24,0 м. Здесь присутствует единственный вид *Cytherissa lacustris* Sars. Выше по разрезу наряду с *Cytherissa lacustris* появляются единичные раковины *Candoniella subellipsoida* (Scharapova), *Candona candida* (Müller) - интервал 24,0-21,0 м. *Candoniella subellipsoida*, *Candona candida* являются стенотермно-холодолюбивыми формами.

Третья видовая ассоциация остракод появляется в глинах интервала 21,0-16,0 м. Вид *Cytherissa lacustris* Sars исчезает, но появляются в большом количестве следующие виды: *Candoniella subellipsoida* (Scharapova), *Candoniella albicans* (Brady), *Candona candida* (Müller), *Candona arcina* Liepin, *Candona neglecta* Sars, *Candona rectangulata* Alm, *Limnocythere dorsotuberculata* Negadaev, *Limnocythere* sp. 1, *Limnocythere inopinata* (Baird), *Cyclocypris laevis* (Müller), *Ilyocypris bradyi* Sars, *Ilyocypris tuberculata* Br., *Darwinula* sp., *Criptocandona* ? sp.

Четвертая видовая ассоциация остракод получена из суглинков интервала 16,0-10,0 м. Количество и видовой состав остракод уменьшаются. Встречаются лишь единичные экземпляры разных видов. Присутствуют *Candoniella subellipsoida* (Scharapova), *Limnocythere grinfeldi* Liepin, *Limnocythere inopinata* (Baird).

С глубины 16,0 м выше по разрезу в этих отложениях исчезают все виды остракод и только в одном образце (глубина 10,2 м) присутствует почти единственный вид *Cytherissa lacustris* Sars.

Пятая видовая ассоциация остракод встречается в погребенной почве интервала 10,0-8,0 м. Происходит резкое увеличение количества и видового состава остракод. Присутствуют *Candoniella subellipsoida* (Scharapova), *Candoniella albicans* (Brady); *Candona neglecta* Sars, *Candona candida* (Müller), *Candona arcina* Liepin, *Limnocythere dorsotuberculata* Negadaev, *Limnocythere inopinata* (Baird), *Cyclocypris laevis* (Müller), *Ilyocypris bradyi* Sars.

В отложениях обнажения Воронов яр I мы снова наблюдаем ту же закономерность в распространении фауны остракод, что и в осадках Амбарцеюкого обнажения. Большое видовое разнообразие остракод наблюдается в первой, третьей и пятой ассоциациях. Вторая ассоциация характеризуется наличием единственного вида *Cytherissa lacustris* Sars. Преобладающим этот вид остается и выше по разрезу в отложениях интервала 24,0–21,0 м, но наряду с ним появляются единичные раковины *Candoniella subellipsoidea* (Scharapova), *Candona candida* (Müller), *Cyclocypris laevis* (Müll.), которые, в основном, относятся к стенотермно-холодолюбивым формам.

В спорово-пыльцевом спектре в интервале 26,0–28,0 м обнажения характерно присутствие холодолюбивой флоры – карликовой березки и плаунов – *Lycopodium appressum* Petr., *Lycopodium alpinum* (L.), *Selaginella sanguinolenta*.

Почти не наблюдается фауны остракод в суглинках интервала 16,0–10,0 м обнажения за исключением одного образца, где в большом количестве присутствуют раковины вида *Cytherissa lacustris* Sars.

Пышный расцвет жизнедеятельности фауны остракод, наблюдаемый в отложениях интервалов 36,0–31,0 м (первая видовая ассоциация), 21,0–16,0 м (третья ассоциация), 10,0–8,0 м (пятая ассоциация) сменился почти полным исчезновением её за исключением единственного вида *Cytherissa lacustris* Sars, который присутствует в отложениях на интервалах 29,0–21,0 м (вторая видовая ассоциация), 16,0–10,0 м (четвертая ассоциация).

Такое чередование видовых ассоциаций связано с изменением температурного режима. Относительно теплые промежутки времени осадконакопления характеризуются присутствием разнообразной в видовом отношении фауны остракод. В холодные же промежутки выживает единственный вид *Cytherissa lacustris* Sars.

Обнажение Воронов яр II находится в 1,3 км от Воронова яра I ниже по р. Оби. Видимая мощность отложений этого обнажения равна 45 м. По данным Д.В. Михайловского в обнажении вскрываются следующие породы (сверху вниз):

- Слой I. Почвенно-растительный слой 0,0 – 0,4 м
2. Суглинок палево-желтый, лессовидный, карбонатный –
0,4 – 5,4 м

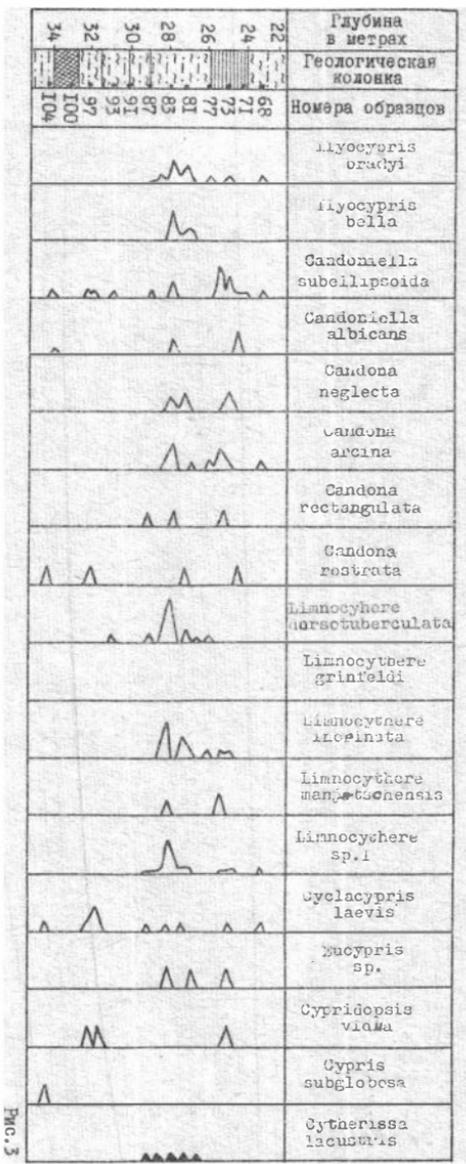


Рис. 3

- Слой 3. Супесь желто-серая, тонкопесчаная, тонкослоистая - 5,4 - 12,0 м
4. Погребенная почва..... 12,0 - 14,0 м
 5. Суглинок, темно-бурый, плотный 14,0-22,9 м
 6. Суглинок темно-буры с тонкими прослоями песка и супеси 22,9 - 23,9 м
 7. Глина серовато-бурая, карбонатная .. 23,9 - 25,4 м
 8. Глина темно-бурая, плотная иловатая 25,4 - 25,7 м
 9. Песок голубовато-серый, тонкозернистый, полимиктовый, слоистый 25,7 - 29,1 м
 10. Супесь желтовато-серая, тонкопереслаивающаяся с темно-бурыми суглинками 29,1 - 31,4 м
 11. Суглинок темно-серый с прослоями светло-серой супеси 31,4 - 32,6 м
 12. Торфяно-суглинистый горизонт с линзовидной и горизонтальной слоистостью 32,6-33,6 м
 13. Супесь темно-серая, переслаивающаяся со светлосерой 33,6 - 34,2 м
 14. Супесь, переслаивающаяся с песком .. 34,2 - 35,4 м
 15. Песок светло-серый, мелкозернистый с тонкой косою слоистостью 35,4 - 36,7 м
 16. Песок серый, среднезернистый, преимущественно кварцевый, с плохо выраженной косою слоистостью 36,7 - 39,1 м
 17. Базальный горизонт - галечник 39,1-39,3 м
 18. Песок желтовато-бурый, ржаво-бурый, среднезернистый с тонкими прослоями алевроитовых глин 39,3 - 45,5 м

Несмотря на близость нахождения обнажений Воронов яр I и II они плохо сопоставимы между собой.

Фауна остракод, к сожалению, встречена в отложениях небольшой части обнажения, в интервале 23,3-35,0 м (рис. 3). Количество экземпляров каждого вида невелико и, в основном, исчисляется первым десятком экземпляров. Какой-либо закономерности в распределении видов не наблюдается. Так, в супеси интервала 35,0-34,0 м встречены единичные раковины пяти видов остракод *Candoniella subellipsoidea* (Scharapova), *Candoniella albicans*

(Brady), *Candona rostrata* Br. et Norman, *Cyclocypris laevis* (Müller), *Cypridopsis vidua* (Müller).

В торфяно-суглинистой толще интервала 34,0-32,0 м остракод нет. Выше в отложениях интервала 32,0-29,0 м появляются единичные экземпляры *Cyclocypris laevis* (Müller), *Cypridopsis vidua* (Müller), *Candoniella albicans* (Brady), *Candoniella subellipsoidea* (Scharapova). Ещё большее количество видов на интервале 29,0-24,0 м. Здесь присутствуют *Candoniella subellipsoidea* (Scharapova), *Candoniella albicans* (Brady), *Ilyocypris bradyi* Sars, *Ilyocypris bella* Scharapova, *Candona neglecta* Sars, *Candona arcina* Liepin, *Candona rectangulata* Alm, *Candona rostrata* Br. et Norman, *Limnocythere dorsetuberculata* Negadaev, *Limnocythere manjtschensis* Negadaev, *Limnocythere* sp.1, *Cyclocypris laevis* (Müller), *Eucypris* sp., *Cytherissa lacustris* Sars, *Cypridopsis vidua* (Müller), *Cypris subglobosa* (Sowerby).

В суглинках интервала 24,0-23,0 м встречены единичные экземпляры *Ilyocypris bradyi* Sars, *Candoniella subellipsoidea* (Scharapova), *Candona arcina* Liepin, *Limnocythere* sp. 1, *Cyclocypris laevis* (Müller).

Анализ приведенного выше материала показывает, что в отложениях Воронова яра II присутствует однообразная фауна остракод, характерная для одинаковых палеогеографических условий - условий относительно теплого климата.

Сопоставление отложений, вскрывающих в обнажениях Амбарцево и Воронов яра I, по данным изучения фауны остракод можно провести, к сожалению, на небольшом интервале. Легко сопоставимы между собой, отложения интервала 21,0-18,0 м Амбарцево и отложения интервала 29,0-24,0 м обнажения Воронов яра I. Отложения этих интервалов характеризуются наличием единственного вида остракод - *Cytherissa lacustris* Sars (третья видовая ассоциация по обнажению Амбарцево и вторая ассоциация по обнажению Воронов яра I). Отложения, залегающие ниже и выше указанных интервалов, имеют в своем составе разнообразную фауну остракод.

Палинологическим и минералогическим изучением отложений описываемых обнажений занимались Г.Ф. Букреева (2,3) и М.Р. Вотах, А.И. Стрижова, С.С. Сухорукова (4). Здесь ими устанавливаются три стадии оледенений - Самаровское (Q_2^2) - в обнажении

Амбарцево оно зафиксировано на интервале 22,0–18,0 м, в Воронове яре I – 28,0–26,0 м и в Воронове яре II – 32,0–34,0 м, Тазовское (Q_2^4) – в обнажении Амбарцево на интервале 10,0–6,0 м, в Воронове яре I – 18,0–10,0 м, в Воронове яре II – 24,0–14,0 м и Зырянское (Q_3^2) – в отложениях Воронова яра II на интервале 5,0–0,4 м и соответственно три стадии межледниковий – Тобольское (Q_2^1) в отложениях обнажения Амбарцево оно устанавливается на интервале 35,0–22,0 м, в Воронове яре I – 40,0–28,0 м, в Воронове яре II – 38,0–34,0 м, Самаровско-Тазовское (Q_2^3) – в отложениях обнажения Амбарцево на интервале 18,0–10,0 м, в Воронове яре I – 26,0–18,0 м, в Воронове яре II – 32,0–24,0 м и Казанцевское (Q_3^1) в отложениях обнажения Амбарцево на интервале 0,0–6,0 м, в Воронове яре I – 10,0–5,0 м и в Воронове яре II – 14,0–5,0 м.

Следовательно, выделенные нами промежутки холодного и относительно теплого климата, существовавшие во время формирования отложений рассматриваемых обнажений, можно сопоставить со стадиями оледенений и межледниковий, выделенных по данным спорово-пыльцевого и минералогического анализов. Так по Амбарцевскому обнажению мы выделяем похолодание климата при формировании осадков интервала 21,5–18,0 м, по данным спорово-пыльцевого анализа осадконакопление этого же интервала (22,0–18,0 м) относится к самаровскому оледенению. Выше и ниже этого интервала климат был относительно теплым и соответствовал, следовательно, стадиям межледниковий.

При формировании отложений обнажения Воронов яр I по фауне остракод намечается существование двух холодных промежутков климата. Один из них устанавливается при формировании глин и супесей интервала 29,0–24,0 м, второй – при накоплении суглинков интервала 16,0–10,0 м. По данным спорово-пыльцевого и минералогического анализов выделяется две стадии оледенений, которые приходятся на глины интервала 28,0–26,0 м (Самаровское оледенение) и на глины и суглинки интервала 18,0–10,0 м (тазовское оледенение). Промежутки относительно теплого климата совпадают со стадиями межледниковий.

Следовательно, полученные результаты изучения отложений по фауне остракод не противоречат данным исследований этих отложений по спорово-пыльцевому и минералогическому анализам, но не-

сколько расширяют границы холодного времени. Так, например, промежуток холодного климата в отложениях обнажения Воронов яр I по фауне остракод захватывает интервал 29,0-26,0 м.

Отложения обнажений Воронов яр I и Воронов яр II плохо сопоставимы, как по фауне остракод, так и по данным спорово-пыльцевого исследования.

Таким образом, в результате проведенного изучения фауны остракод в четвертичных отложениях, слагающих обнажения Амбарцево и Воронов яр I, выявлено различие её видового состава в зависимости от климатических условий времени осадконакопления. Так, в промежутки относительно теплого климата (межледниковья) существовала разнообразная по видовому составу фауна остракод. Соотношение видов внутри этих промежутков зависит от изменения фациальных условий среды. Эти изменения не влекут резкой смены фауны остракод, происходит лишь уменьшение или увеличение тех или иных видов. В промежутки же холодного климата (оледенения) почти полностью исчезает фауна остракод в отложениях обоих обнажений, но появляется новый и единственный вид *Cytherissa lacustris* Sars.

Такая смена фауны остракод не вызвана изменением фациальной обстановки, так как литологический состав пород, в которых встречается вид *Cytherissa lacustris* Sars различен. Он встречается в глинах, песках и супесях. Отложения, где встречается *Cytherissa lacustris* Sars, характеризуются холодолюбивой флорой, как карликовая березка и плауны *Lycopodium pungens* La Pul, *Lycopodium appressum* (Desv.), Petr., *Selaginella sibirica* (Milde) Nieron.

Следовательно, наличие в преобладающем или единственном количестве вида *Cytherissa lacustris* Sars в отложениях двух изученных обнажений свидетельствует о холодном климате времени осадконакопления.

Интересным является и тот факт, что нижняя граница интервалов распространения вида *Cytherissa lacustris* Sars резкая. Она как бы свидетельствует или о перерыве в осадконакоплении или о быстром наступлении холодного климата. Верхняя же граница расплывчата, вид *Cytherissa lacustris* Sars продолжает существовать и в ассоциации с другими видами. Возможно, это говорит о постепенной смене холодного климата теплым.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Архипов С.А. Проблема корреляции аллювиальных и ледниковых отложений Западно-Сибирской низменности. В кн. "Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Сибири". Труды института геологии и геофизики СО АН СССР, 1964, в. 44.
2. Букреева Г.Ф. Спорово-пыльцевая характеристика четвертичных отложений обнажения у с. Вороново на р. Оби (Вороновский яр П). В сб. "Четвертичный период Сибири". Изд. "Наука" М., 1966.
3. Букреева Г.Ф. Сопоставление четвертичных отложений в районе с. Вороново на р. Оби по данным спорово-пыльцевого анализа. В кн. "Палинология и стратиграфия четвертичных отложений бассейнов рек Оби и Енисея". К П Международной палинологической конференции (Утрехт, 1966). Изд. "Наука", М., 1966.
4. Вотах М.Р., Стрижева А.И., Сухорукова С.С. Литолого-фациальная и палинологическая характеристика разрезов средне- и верхнечетвертичных отложений у сел Амбарцево и Соколовка на р. Оби. В сб. "Четвертичный период Сибири", Изд. "Наука" М., 1966.
5. Гофман Е.А. Экология современных и новокаспийских остракод Каспийского моря. Изд. "Наука", М., 1966.
6. Гофман Е.А. К методике расчленения четвертичных отложений Каспийского бассейна по фауне остракод. В сб. "Палеонтология и стратиграфия нефтегазоносных областей СССР". Изд. "Наука", М., 1966.
7. Гричук М.П. Общие черты в истории природы средней части бассейна Енисея и Оби и их значение для стратиграфии четвертичных отложений. В сб. "Материалы по геологии Красноярского края", Госгеолиздат, 1960а.

8. Гричук М.П. О растительном покрове межледниковой и ледниковой эпох в средней части бассейна р. Оби. Вестник МГУ, 1960а, № 5.
9. Махензон М.Р. Некоторые особенности минералогического состава четвертичных отложений у с. Вороново на р. Оби. В сб. "Четвертичный период Сибири". Изд. "Наука", М., 1966.
10. Махензон М.Р., Мизеров Б.В. Особенности минералогического состава среднечетвертичных аллювиально-озерных отложений у с. Кривошеино. В сб. "Четвертичный период Сибири". Изд. "Наука", М., 1966.
11. Мизеров Б.В. К стратиграфии кайнозойских отложений района с. Вороново на р. Оби. Уч. зап. Томского ун-та № 11, 1948,
12. Мизеров Б.В. Материалы к стратиграфии кайнозойских отложений Кривошеинского Приобья. Труды Томского ун-та, т. 132, серия геологическая, 1954.
13. Нагорский М.П. Материалы к стратиграфии ниже- и среднечетвертичных отложений Томского Приобья. Вестник ЗСГУ, 1962, № 2.
14. Никитин П.А. Четвертичные семенные флоры берегов Оби. Материалы по геологии Зап. Сибири, № 12 (54), 1940.
15. Николаев В.А. Эоплейстоцен Западно-Сибирской низменности. "Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Западной Сибири". Труды Ин-та ГИГ СО АН СССР, 1964, вып. 44.
16. Фениксова В.В. Стратиграфическое значение горизонта "сизых суглинков" в кайнозое Среднего Приобья. Бюлл. Моск. об-ва испытат. природы, 1956, 31(4).
17. Фениксова В.В. Палеогеография внеледниковой зоны Западно-Сибирской низм. в среднеплейстоценовую эпоху. В кн. "Четвертичный период Сибири", изд. "Наука", М, 1966.
18. Шумилова Е.В. Терригенные компоненты мезозойских и кайнозойских отложений Зап. Сиб. низменности. Изд. СО АН СССР, Новосибирск, 1963.

На правом берегу р.Иртыш в 300–500 м выше деревни Исаковки в обнажении, высотой 40 м, В.А.Николаевым описаны следующие породы /сверху вниз/:

| | |
|--|--------|
| 1. Серые супеси | 0,7 м |
| 2. Почвы | 0,7 м |
| 3. Серый песчанистый суглинок с массой мелких и до- вольно крупных перемытых известково-мергелистых конкреций | 0,6 м |
| 4. желто-серые мелкозернистые пески с элементами до- вольно явной горизонтальной слоистости /образец № 1/ | 1,2 м |
| 5. Серые, желтовато-серые горизонтально-слоистые иловатые супеси /образец № 2/ | 1,0 м |
| 6. Крупнозернистые и мелкозернистые серые пески с гравием /образец № 3/ | 0,3 м |
| 7. Серые мелкозернистые пески и супеси с фауной /образец № 4/ | 0,5 м |
| 8. Серые мелкозернистые пески с горизонтальной и переметанной слоистостью с прослойками гравия и мелкой гальки | 1,0 м |
| 9. Линзовидный прослой перемытых известково-мерге- листых конкреций | 0,5 м |
| 10. Голубовато-серые мелкозернистые пески с гори- зонтальной и переметанной слоистостью /образец № 5/ | 1,5 м |
| 11. Желтовато-серые мелкозернистые горизонтально- слоистые и переметанно-слоистые пески /образец № 6/ | 1,5 м |
| 12. Гравий и галечник из перемытых известково-мер- гелистых конкреций с линзами серого мелкозер- нистого песка | 2,0 м |
| 13. Тонкослоистые серые и сероватоохристые пески /образец № 7/ | 2,5 м |
| 14. Коричнево-серые суглино-супеси башеульской свиты. Видимая мощность | 21,0 м |

В отложениях слоев № 4,5,6,7, I, II встречена фауна остракод /образцы № 1,2,3,4,5,6/.

Из образца № 6, взятого из желто-серых мелкозернистых песков слоя № II, получен довольно богатый в видовом и количественном отношении комплекс остракод. Здесь встречены: *Ilyocypris bradyi* Sars - 124 экз., *Ilyocypris gibba* (Rambold) - 8 экз., *Ilyocypris bella* Scharapova - 7 экз., *Candoniella subellipsoida* Scharapova - 65 экз., *Candoniella albicans* (Brady) - 7 экз., *Candoniella* sp. (длинная) - 4 экз., *Candona sarsi* Hartwig - 10 экз., *Candona rostrata* Brady et Norman - 10 экз., *Candona rectangulata* Alm - 3 экз., *Candona arcina* Liepin - 1 экз., *Candona neglecta* Sars - 3 экз., *Cytherissa lacustris* Sars - 35 экз., *Limnocythere scharapovae* Schweyer - 32 экз., *Limnocythere ornata* Mandelstam et Kazmina - 6 экз., *Limnocythere grinfeldi* Liepin - 6 экз., *Limnocythere productus* Jack. - 1 экз., *Limnocythere tuberculata* Brady - 1 экз., *Cyclocypris laevis* (Müller) - 12 экз., *Cypria candonaeformis* Schweyer - 18 экз., *Eucypris foveatus* Popova - 1 экз.

Комплекс остракод, обнаруженный в этих отложениях, имеет переходный характер от плиоценовых форм к нижнечетвертичным. Многие из перечисленных видов остракод существовали в плиоцене и существуют до настоящего времени /*Ilyocypris bradyi* Sars, *Candoniella subellipsoida* Scharapova, *Cyclocypris laevis* (Müller).

Виды *Limnocythere scharapovae* Schweyer и *Limnocythere ornata* Mandelstam et Kazmina широко распространены в плиоценовых и нижнечетвертичных отложениях, но не встречены по Западно-Сибирской низменности в вышележащих отложениях. Виды *Cytherissa lacustris* Sars и *Cypria candonaeformis* Schweyer в изобилии встречаются в отложениях верхнеплиоценового времени, редко и в небольшом количестве присутствуют в нижнечетвертичных отложениях. Виды *Ilyocypris bella* Scharapova, *Candona sarsi* Hartwig, *Candona arcina* Liepin, *Eucypris crassa*, *Limnocythere grinfeldi* известны в отложениях Западно-Сибирской низменности лишь с нижнечетвертичного времени.

Преобладающими видами остракод в отложениях слоя № II являются *Ilyocypris bradyi* Sars, *Candoniella subellipsoida* Scharapova, *Cytherissa lacustris* Sars, *Limnocythere scharapovae*

Schweyer, *Cypria candonaeformis* Schweyer, *Candona Sarsi* Hartwig, *Candona rostrata* Brady et Norman.

Совместное нахождение таких видов, как *Ilyocypris bella* Scharapova, *Ilyocypris gibba* (Rambohr), *Eucypris foveatus* Popova, *Limnocythere scharapovae* Schweyer, *Limnocythere grinfeldi* Liepin, *Limnocythere productus* Jack., *Limnocythere ornata* Mandelstam et Kazmina по Западно-Сибирской низменности характерно для отложений нижнечетвертичного возраста /кочковская свита/.

Из голубовато-серых мелкозернистых песков слоя № 10 /образец № 5/ получен комплекс остракод, отличающийся исключительным разнообразием видов и обилием экземпляров каждого вида. Здесь встречены: *Ilyocypris bradyi* Sars - 1300 экз., *Ilyocypris gibba* (Rambohr) - 100 экз., *Ilyocypris bella* Scharapova - 35 экз., *Ilyocypris divisa* - 2 экз., *Candoniella subellipsoida* Scharapova - 1010 экз., *C.albicans* (Brady) - 305 экз., *C. sp.* (длинная) - 8 экз., *Limnocythere Scharapovae* Schweyer - 850 экз., *L.ornata* Mandelstam et Kazmina - 205 экз., *L.grinfeldi* Liepin - 80 экз., *L.flexa* Negodaev - 35 экз., *L.seducta* Mandels., *L.micra* Kazmina - 8 экз., *L.productus* Jack. - 12 экз., *L.laculenta* Livental - 6 экз., *L.tuberculata* Brady - 5 экз., *L.brevis* Stepanayts - 2 экз., *Cytherissa lacustris* Sars. - 235 экз., *Cytherissa hyalina* - 2 экз., *Candona rostrata* Brady et Norman - 146 экз., *C.rectangulata* Alm - 22 экз., *C.sarsi* Hartwig - 58 экз., *C.neglecta* Sars - 19 экз., *C.cambibo* Liv. - 5 экз., *C.arcina* Liepin - 4 экз., *C.sp.* личинки - 10 экз., *Cyclocypris laevis* (Müller) - 65 экз., *Eucypris foveatus* Popova - 46 экз., *Eucypris sp.* (гладкий) - 4 экз., *Eucypris crassa* - 1 экз., *Cypria candonoeformis* Schweyer - 48 экз., *Zonocypris membrane* (Livental) - 6 экз., *Cypridopsis vidua* (Müller) - 2 экз., *Cyprinotus sp.* (оолочки) - 2 экз., *Criptocandona sp.* - 4 экз., *Cyprideis littoralis* (Brady) - 4 экз., *Cypridopsis aculeata* (costo) - 20 экз.

Существующая в этом комплексе такая видовая ассоциация остракод *Ilyocypris bella* Scharapova, *Ilyocypris gibba* (Rambohr), *Eucypris foveatus* Popova, *Zonocypris membrane* (Livental), *Limnocythere scharapovae* Schweyer, *L.ornata* Mand. et Kazm., *L.grinfeldi* Liepin, *L.seducta*, *L.productus* Jack.

как выше уже сказано, характерна для отложений нижнечетвертичного возраста.

Выше по разрезу, в образце № 4, взятом из серых мелкозернистых песков и супесей слоя № 7, встречен аналогичный вышеописанным комплекс остракод, но только беднее по видовому составу и количеству экземпляров. Здесь присутствуют: *Ilyocypris bradyi* Sars - 27 экз., *Ilyocypris gibba* (Rambohr) - 4 экз., *Ilyocypris bella* Scharapova - 1 экз., *Candoniella subellipsoida* Scharapova - 26 экз., *C. albicans* (Brady) - 15 экз., *Candona rectangulata* - 3 экз., *Cytherissa lacustris* Sars - 8 экз., *Limnocythere scharapovae* Schweyer - 27 экз., *L. ornata* Mand. et Kazmina - 3 экз., *L. grinfeldi* Liep. - 2 экз., *L. tuberculata* Brady - 1 экз., *Eucypris foveatus* Popov. 1 экз. Как видно из приведенного материала, здесь выдерживается та же видовая ассоциация остракод, которая характерна для отложений нижнечетвертичного времени: *Ilyocypris bella* Scharapova, *I. gibba* (Rambohr), *Eucypris foveatus* Popova, *Limnocythere scharapovae* Schweyer, *L. grinfeldi* Liepin, *L. ornata* Mandelstam et Kazmina.

Из слоя № 5, сложенного крупнозернистыми серыми песками с гравием, получен бедный комплекс остракод. Здесь встречены: *Ilyocypris bradyi* Sars - 10 экз., *Candona rostrata* Brady et Norman - 4 экз., *Candoniella albicans* (Brady) - 2 экз., *C. subellipsoida* Scharapova - 1 экз., *Cypria candonoformis* Schweyer - 2 экз., *Cytherissa lacustris* Sars - 2 экз., *Darwinula stevensoni* (Brady et Robertson) - 1 экз.

Многие из перечисленных видов имеют закрытую раковину с отшлифованной поверхностью, в том числе и *Darwinula stevensoni*. Вероятнее всего, это является свидетельством неоднократного перемыва материала.

В серых иловатых супесях слоя № 5 остракоды присутствуют так же в неогромном количестве и бедного видового состава. Имеются *Candoniella albicans* (Brady) - 12 экз., *C. subellipsoida* Scharapova - 7 экз., *Limnocythere vara* Liepin - 5 экз., *L. ornata* Mandelstam et Kazmina, *L. productus* Jack. - 1 экз., *L. micra* Kazmina - 1 экз., *Cytherissa lacustris* Sars - 3 экз., *Cypria candonoformis* Schweyer - 1 экз., *I. bradyi* Sars - 3 экз., *I. tuberculata* - 1 экз.

Выше в образце № I, взятого из желто-серых песков слоя № 4, снова наблюдаем увеличение качественного и количественного состава остракод. Здесь встречены: *Ilyocypris bradyi* Sars - 63 экз.,

Il.bella Scharapova - 5 экз., *Il.gibba* Rambohr - 5 экз., *Candoniellasubellipsoida* Scharapova - 54 экз., *C.albicans* (Brady) - 9 экз., *Cytherissa lacustris* Sars - 14 экз., *Limnocythere scharapovae* Schweyer - 11 экз., *L.grinfeldi* Liepin - 6 экз., *L.ornata* Mandelstam et Kazmina - 3 экз., *L.flexa* Negodaev - 1 экз., *L. micra* Kazmina - 1 экз., *L.brevis* Step.-1 экз., *L.productus* Jack. - 1 экз., *L.tuberculata* Brady - 1 экз., *Candona rostrata* Brady et Norman - 7 экз., *C.neglecta* Sars - 4 экз., *C.rectangulata* Alm - 2 экз., *C.sarsi* Hartwig - 1 экз., *C.combibo* Liv.- 1 экз., *Eucypris foveatus* Popova - 2 экз., *Eucypris crassa* (Müller) - 1 экз., *Cypria candonoformis* Schweyer - 3 экз., *Cyclocypris laevis* (Müller) - 5 экз., *Darwinula stevensoni* (Brady et Robertson) - 2 экз.

Остракоды из этого слоя имеют тот же состав, что и из отложений слоев № IO-II. Не изменилась их качественная характеристика, не изменилось и их количественное соотношение. Наблюдается та же видовая ассоциация, которая характерна для комплексов остракод нижнечетвертичного времени /*Ilyocypris bella* Scharapova, *Il.gibba* (Rambohr), *Eucypris foveatus* Popova, *Limnocythere scharapovae* Schweyer, *L.ornata* Mandelstam et Kazmina, *L. grinfeldi* Liepin/.

Вероятнее всего, осадконакопление слоев № II-4 обнажения д.Исаковки происходило в едином родном бассейне, где изменялась лишь его береговая линия. Время формирования отложений этих слоев так же было единое и относится к началу четвертичного периода. Климатические условия этого времени способствовали пышному расцвету разнообразной фауны остракод. Видимо, это были условия умеренного климата, так как большинство приведенных видов остракод являются в настоящее время обитателями областей с умеренным климатом. Нет ни одного вида из рассмотренного комплекса остракод, который существует в условиях теплого климата. В то же время и виды холодолюбивые существуют здесь или в очень небольшом количестве /*Candona rectangulata* / или в личиночном состоянии /*Cytherissa lacustris* / из 290 видов личиночных особей 170 экз. Следовательно, условия для их развития были неблагоприятны.

Для комплекса остракод, встреченного в отложениях этого обнажения, характерно сосуществование видов, как солоноватоводных /*Cyprideis littoralis* (Brady), *Candona cambibo* Liv./, эвригаллиных /*Ilyocypris bradyi* Sars, *Il.gibba* (Rambohr), *Cytherissa lacustris* Sars, *Candona neglecta* Sars, *Candoniella su -*

bellipsoida Scharapova, C. albicans (Brady) и др./, так и пресноводных /большинство видов рода *Limnocythere*, *Eucypris feveatus* Popova и др./. Но солоноватоводные виды находятся здесь в единичных экземплярах и в личиночном состоянии. Следовательно, бассейн, в котором происходило накопление этих отложений, был, вероятнее всего, пресноводным.

Итак, на основании изучения фауны остракод из отложений обнажения д.Исаковка можно заключить, что формирование отложений слоев № II-4 происходило в нижнечетвертичное время в существующем здесь пресном озере, возможно, пойменного типа с умеренной температурой воды.

В.Я.Липагина

О ВОЗРАСТЕ РЫЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ У С.КАРТАШЕВО.

В.А.Николаевым выше с.Карташево по правому берегу р.Иртыш описан следующий геологический разрез:

- | | |
|--|-------|
| 1. Почва, желто-палевые и серо-палевые песчанистые пористые суглинки /образец № 1/ | 6,0 м |
| 2. Серовато-бурый пористый слабо столчатый суглинок | 3,5 м |
| 3. Очень слабо гумусированный суглинок. Вверх и вниз переходит весьма постепенно | 0,5 м |
| 4. Буровато-серый и охристо-серый суглинок. В верхней части присутствуют мелкие известковистые стяжения /образец № 4/ | 3,0 м |
| 5. Зеленовато-серые и серовато-желтые тонко горизонтально слоистые супеси. В верхней части глинистые /образец № 5/ | 1,0 м |
| 6. Пески желтовато-серые разнозернистые косослоистые с линзами и прослоями более грубых песков с массой мелких глинистых окатышей | 1,0 м |
| 7. Горизонтальнослоистые, частично плитчатые, серовато-зеленые суглино-супеси. В толще явно преобладают суглинки более темной окраски. На долю более светлых супесей приходится примерно 1/3 горизонта | 3,0 м |
| 8. Мощная толща серых, желто-серых, белых и охристых разнозернистых горизонтально и косослоистых песков с тонкими прослоями сизых иловатых глин /образец № 9/ | 8,0 м |
| 9. Третичные суглино-супеси темно-серой и серой окраски. Видимая мощность | 4,0 м |

Общая высота обнажения 34 м.

Из отложений всех слоев этого обнажения отобраны образцы на определение фауны остракод.

Остракоды встречены в образцах №№ 1, 4, 5, 9.

Образец № 9 отобран из серых и желто-серых, белых и охристых разнозернистых песков с тонкими прослоями сизых глин. Из этого образца получен разнообразный по видовому составу комп -

лекс остракод. Здесь присутствуют *Candoniella subellipsoida* (Scharapova), *Candoniella albicans* (Brady), *Candona arcina* Liepin, *Candona neglecta* Sars, *Candona rectangulata* Alm, *Candona rostrata* Brody et Norman, *Ilyocypris bradyi* Sars, *Ilyocypris bella* Scharapova, *Ilyocypris gibba* (Ramböhr), *Cyclocypris laevis* (Müller), *Cytherissa lacustris* Sars, *Limnocythere dorsotuberculata* Negodaev, *Limnocythere inopinata* (Baird), *Limnocythere manjetchensis* Negodaev, *Limnocythere tuberculata* Brady, *Limnocythere grinfeldi* Liepin, *Limnocythere vara* Liepin, *Limnocythere scharapovae* Schweyer, *Limnocythere sancti-patricii* Brady et Robertson, *Limnocythere diffluxilis* Jaskevici, *Limnocythere brevis* Stepanaitus.

Наибольшее количество экземпляров отмечается у вида *Candoniella subellipsoida* Scharapova. Много раковин присутствует вида *Ilyocypris bradyi* Sars. Большое видовое разнообразие отмечается у родов *Limnocythere* и *Candona*. Подошная ассоциация остракод, в которой наблюдается резкое преобладание вида *Candoniella subellipsoida* Scharapova над остальными и большое видовое разнообразие рода *Limnocythere* с преобладанием видов *Limnocythere dorsotuberculata* Negodaev, *Limnocythere inopinata* (Baird), *Limnocythere manjetchensis* и рода *Candona* с преобладанием вида *Candona arcina* Liepin выделяется Т.А. Казьминой в среднечетвертичный комплекс.

Образец № 5 отобран из зеленовато-серых и серовато-желтых супесей слоя № 5. Встреченные здесь остракоды отличаются преобладанием вида *Cytherissa lacustris* Sars. Почти в одинаковом количестве с этим видом присутствуют *Candoniella subellipsoida* Scharapova, *Ilyocypris bradyi* Sars.

Остальные виды *Ilyocypris bella* Scharapova, *Limnocythere dorsotuberculata* Negodaev, *Limnocythere grinfeldi* Liepin, *Limnocythere vara* Liepin, *Limnocythere scharapovae* Schweyer имеются в единичных экземплярах.

Такой комплекс остракод, где ведущим видом является *Cytherissa lacustris* Sars Т.А. Казьмина относит к средне-верхнечетвертичному времени.

Образец № 4 взят из буровато-серого и охристо-серого суглинка слоя № 4. Остракоды присутствуют в незначительном количестве и бедного видового состава. Здесь имеются *Limnocythere inopina-*

ta (Baird), *Limnocythere sancti-patricii* Brady et Robertson, *Limnocythere tuberculata* Brady, *Cypria* sp. /личинка /.

Конечно, по такому разубоженному комплексу остракод очень трудно делать какое-либо заключение относительно их возрастной привязки. Лишь с некоторой долей условности этот комплекс можно отнести к верхнечетвертичному возрасту. В Западно-Сибирской низменности верхнечетвертичный комплекс остракод встречается редко и представлен небольшим количеством видов, где преимущественное развитие имеют виды рода *Limnocythere*.

Образец № I отобран из желто-палевых и серо-палевых суглинков слоя № I. Здесь присутствуют единичные створки видов *Ilyocypris bradyi* Sars, *Cyprideis littoralis* (Brady), *Limnocythere grinfeldi* Liepin, *Limnocythere dorsotuberculata* Negodaev.

В данном случае можно сказать лишь, что эти виды четвертичного времени. Более точную стратиграфическую привязку по ним сделать невозможно.

В результате изучения фауны остракод из отложений оонажения, находящегося выше с.Карташево по правому берегу р.Иртыш, можно сделать следующее предварительное заключение. Непосредственно на третичных суглино-супесях залегает толща песков, относимая по фауне остракод к среднечетвертичному времени. Выше залегающие по разрезу супеси слоя № 5, вполне вероятно, имеют переходный возраст - средне-верхнечетвертичный. С некоторой долей условности формирование суглинка слоя № 4 можно отнести к позднечетвертичному времени.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДНОЖЬЯ ХРЕБТА АЗЫР-ТАЛ

По северо-западной границе Южно-Минусинской впадины у подножья отрога Кузнецкого Алатау – хребта Азыр-Тал на протяжении более 25 км распространены галечники с линзами суглинков. В составе несортированной по размеру угловатой гальки преобладают кембрийские известняки и силициты, слагающие хребет Азыр-Тал. Галечники залегают на неровной поверхности дислоцированных верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений Южно-Минусинской впадины. Их мощность у подножья хребта, по-видимому, не превышает первых десятков метров, постепенно уменьшаясь к юго-востоку. Ровная поверхность, сложенная галечниками, полого понижается с удалением от хребта. Все черты морфологии галечных накоплений позволяют рассматривать их как пролювиальные отложения.

Условные залегания галечников весьма обстоятельно описаны ещё А.Н. Чураковым (1916). Подчеркнув, что обломочный материал этих образований является продуктом разрушения хребта Азыр-Тал, он по существу определил их как пролювиальные отложения, не воспользовавшись, однако, термином "пролювий". Эти галечники А.Н. Чураков считал постплиоценовыми, не располагая какими-либо объективными данными о времени их формирования.

В пролювиальном шлейфе вырезаны неглубокие эрозионные ложбины. В одной из них – в долине ручья Койза около старой кошары Чазы-Койзы – под слоем галечника наблюдаются крупногалечные конгломераты с кальцитовым цементом, заключающие линзовидные слои розовато-серых и розовых известковистых алевропелитов с редкой "плавающей" галькой. Пласт конгломератов и алевропелитов, как и поверхность пролювиального шлейфа, залегает с очень слабым наклоном к юго-востоку. В составе гальки преобладают известняки и силициты. Не вызывает сомнения, что конгломераты представляют собой нижние слои пролювиального шлейфа. Между ними и галечниками отсутствует резкая граница.

В цементе конгломератов, а главным образом, в известковистых алевропелитах обнаружены хрупкие раковинки наземных гастропод. Среди них А.А. Стекловым (ИИИ АН СССР) определены следую-

щие виды: *Gastrocopta (Sinalbinula) gracilidens* Sandberger, *Gastrocopta (Sinalbinula) huttoniana* Benson, *Gastrocopta (Sinalbinula) sp.*, *Pupilla sp. indet.*, *Vallonia sp.* Из них первый вид широко распространен в миоцене и плиоцене Европы, Кавказа и Сибири; второй встречен в верхнеплиоценовых отложениях Рудного Алтая и акчагыльских слоев района г. Уральска; третий вид напоминает остатки моллюсков из красноцветных плиоценовых отложений окрестностей г. Улан-Удэ.

По заключению А.А. Стеклова, можно предполагать плиоценовый, скорее всего позднеплиоценовый возраст нижних слоев пролювиальных отложений подножья хребта Азыр-Тал. Экологические особенности найденной фауны позволяют предположить, что во время образования пролювия существовали жаркие и, возможно, влажные климатические условия.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Чураков А.Н. Материалы для тектоники Кузнецкого Алатау. Труды геологического комитета, новая серия, вып. 145, 1916.

А.В. Шер

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ и ФАУНА МЛЕКОПИТАЮЩИХ НИЗОВЬЕВ КОЛЫМЫ В КОНЦЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА

Река Колыма в низовьях течет на северо-восток, прижимаясь правым берегом к Юкагирскому плоскогорью. Однако перед устьем Омолона она резко поворачивает на восток, а затем, после впадения Анюя – снова на север. К западу от этого коленообразного изгиба остается низкая, густо покрытая озерами поверхность, именуемая Халлерчинской тундрой. Она простирается почти на 120 км до р. Коньковая.

Первые сведения о четвертичных отложениях этого весьма труднодоступного района собрал Л.Л. Берман, посетивший в 1962 году северную часть Халлерчинской тундры. В своих рукописных отчетах, кроме описаний рельефа и четвертичных отложений восточной части Колымской низменности, он высказал целый ряд интересных предположений о строении Халлерчинской тундры. К сожалению, работы Л.Л. Бермана не были продолжены и опубликованы.

В 1955 году в результате дешифрирования аэрофотоснимков геолог А.С. Симаков высказал предположение, что Халлерчинская тундра сложена морскими отложениями, а окружающие её пространства – аллювиальными (Баранова, 1957).

Первое описание Халлерчинской тундры в печати принадлежит Ю.П. Барановой (1957). Она описывала Халлерчинскую тундру, как огромную аласную (вторичную термокарстовую) равнину. По мнению Ю.П. Барановой, пространство, занятое ныне Халлерчинской тундрой, в верхнечетвертичное время представляло собой аллювиальную равнину. Остатки этой равнины в различной степени расчлененные термокарстовыми понижениями, возвышаются над современными руслами Колымы, Индигирки и их притоков на 50–70 м и именуются обычно "едомами".

Едомы сложены однообразными иловатыми супесями и суглинками с редкими прослоями торфа. Отложения эти обильно насыщены льдом – от частой сетки тонких прослоев сегрегационного льда до крупных ледяных тел трещинно-жильного происхождения, сингенетич-

ных осадкам. При вытаивании льдов и переотложении вмещающих суглинков формируются озерно-болотные отложения. Это тоже суглинки, по составу весьма похожие на едомные, в различной степени обогащенные торфом, часто с пресноводными моллюсками. Для них характерно отсутствие крупных ледяных тел и наличие маломощных эпигетических клиньев льда.

Активные термокарстовые процессы, особенно на безлесных участках низменности, в конечном итоге приводят к слиянию термокарстовых (аласных) котловин в аласную равнину с едичными останцами едом. Такие равнины известны на многих участках низменности, например, на междуречье р.р. Чукочьа и Бол. Куропаточья. С поверхности они сложены озерно-болотными отложениями.

К равнинам такого типа и относил Халлерчинскую тундру Ю.П. Баранова (1957). Она указывала на постепенный переход от Халлерчинской тундры к еdomам, на наличие среди неё останцов едомы и на сходство форм микрорельефа Халлерчинской тундры и аласных равнин. Таких же воззерний придерживался С.Ф. Бискэ, что нашло отражение на составленной им геологической карте этой территории, где вся Халлерчинская тундра покрыта озерно-болотными отложениями, а в её северо-восточной части показаны несколько небольших останцов едомы. В недавней работе Ю.П. Баранова и С.Ф. Бискэ (1964) также упоминают о Халлерчинской тундре, как об образце аласной равнины.

Однако, в 1964 году сотрудниками экспедиции ХУ района Второго Гидрогеологического управления получены новые материалы, заставляющие по иному трактовать происхождение Халлерчинской тундры и её отложений.

Прежде всего, оказалось, что Халлерчинская тундра сложена мелкозернистыми песками, слабо заиленными, изредка прикрытыми сверху маломощным торфяником. Это установлено полевыми исследованиями партии Л.Л. Бермана в районе пос. Становая в 1964 году. Вот один из разрезов в обрыве у р. Бол.Коньковая, описанный

| | |
|---|------------|
| Т.П. Брюханчиковым: | Мощн. в м. |
| 1. Песок оторфованный темно-бурый | 0,3 |
| 2. Торф с тонкими прослоями песка, темно-бурый до черного, хорошо разложившийся. Нижний контакт неровный. | 0,4 |
| 3. Песок мелкозернистый светлый, с карманами оже железного песка, не слоистый | 0,4 |

4. Песок мелкозернистый, светло-желтый, с нечеткой горизонтальной и косой слоистостью. Чередование прослоев относительно более крупного светложелтого песка и более мелкого заиленного песка темно-серого цвета. Прослой суглинка мощностью до 1 см, линзы желтого песка.

1,9 м.

Ниже - осыпь.

Подобные разрезы типичны для окрестностей пос. Становая, причем в некоторых обнажениях мощность таких же песков составляет 8-10 м (видимая мощность до уреза воды). Отложения другого типа, кроме песков и торфа, по маршрутам в северной части Халлерчинской тундры не встречены. Интересно, что именно песками сложен один из холмов, рассматриваемый С.Ф. Бискэ как останец едомы (к юго-западу от пос. Становая).

Изучение аэрофотоматериалов позволило автору установить, что песками сложена вся Халлерчинская тундра. Это подтверждается рядом следующих дешифрировочных признаков.^{х)}

Многочисленные озера Халлерчинской тундры имеют вдоль берегов светлые (песчаные) отмели, резко обрывающиеся к темной глубокой воде. Отмели в сглаженной форме повторяют очертания береговой линии озер, придавая часто центральной глубокой части озера треугольную форму. Этим озера резко отличаются от озер аласных равнин, где илистые отмели всегда имеют темный цвет, обычно уже и никогда не придают озеру правильных очертаний. В крупных озерах аласных равнин можно видеть завихрения серых потоков мути, поступающей в воду при размыве илистых берегов.

При близком соседстве озер и песчаных холмов по берегам первых образуются уступы, имеющие в плане зубчатый рисунок на снимках, близкий к рисунку береговых обрывов озер на едоме. Однако, тщательное стереодешифрирование позволяет установить, что на едоме зубчатость обрывов создается за счет глубоких рытвин по вытаивающим ледяным жилам, а на Халлерчинской тундре - за счет цепочек песчаных конусов осыпей у подножья обрыва.

Особенно четко видны эти признаки на озерах, расположенных вдоль западной границы Халлерчинской тундры. Северо-западные берега этих озер, примыкающие к едоме, несут эрозионные рытвины и темные илистые отмели, а юго-восточные - песчаные отмели.

^{х)} Все установленные признаки проверены на эталонном участке в районе пос. Становая, охваченном полевыми исследованиями партии Л.Л. Бермана.

Общий фототон повышенных (незаболоченных) участков Халлерчинской тундры намного светлее, чем едом и аласов. Это объясняется лучшей дренирующей способностью песков и более ксерофитными растительными группировками, в которых преобладают светлые лишайники.

В центральной части Халлерчинской тундры, в силу низкого гипсометрического положения и подпора вод развито огромное количество озер, и межозерные песчаные холмы редки. В северной и особенно южной частях Халлерчинской тундры озер меньше, и песчаная поверхность широко развита. Наиболее четко выражена она по южной окраине вдоль Стадухинской протоки Колымы. Здесь хорошо видно, что эрозионные формы рельефа, расчленяющие песчаную поверхность, преобладают над термокарстовыми.

Приведенные данные позволяют уверенно считать, что вся Халлерченская тундра представляет собой единичную поверхность, сложенную песками, а в верхней части — песками с торфом.

На правобережье Колымы терраса, соответствующая уровню Халлерченской тундры, почти не сохранилась, в силу преобладающего смещения русла к востоку. Исключение составляет участок у Алешкиной заимки, расположенной в 28 км по реке выше устья р. Омон. Здесь автором наблюдалась терраса высотой 20–23 м, сложенная мелкозернистыми, местами глинистыми песками, очень похожими на пески Халлерчинской тундры. В годы наиболее высоких паводков вода достигает бровки террасы, но не заливаает её целиком. Такое явление в данном районе очень характерно для первых надпойменных террас. Разрез террасы у Алешкиной заимки следующий:

Мощ. в м

- | | |
|---|-----|
| 1. Дернина, смешанная с песчаным наилком по бровке террасы. | 0,2 |
| 2. Песок среднезернистый, серо-желтый, хорошо сортированный, полимиктовый, неяснослойный | I,0 |
| 3. Песок среднезернистый глинистый, неслойный, с пятнами серого суглинка размером до 30–40 см и мелкими пятнами оторфованного бурого суглинка | I,0 |
| 4. Песок мелкозернистый серо-желтый, хорошо отсортированный, горизонтально-косослойный. | |
| Прслои суглинка мощностью I–2 мм, реже до 5мм. | 0,8 |
| Ниже песчаная осыпь. | |

О единстве террасы у Алешкинской заимки и Халлерчинской тундры, расположенных по противоположным бортам современной долины Колымы, говорят следующие факты: одинаковая высота поверхности; одинаковое геоморфологическое положение (чуть выше высокой поймы); сходные песчаные отложения в разрезе.

Песчаные отложения вообще не характерны для низовьев Колымы. Здесь исключительно широко развиты иловатые супеси и суглинки, слагающие толщи аллювиальных, озерных, озерно-болотных и делювиально-солифлюкционных отложений, пески же встречаются только в разрезах поймы и современных русловых отложениях Колымы. Поскольку термокарстовые (озерно-болотные) отложения формируются при переотложении льдонасыщенных суглинков, трудно предположить, что пески Халлерчинской тундры и Алешкиной заимки сформировались подобным образом.

Предположение А.С. Симакова о морском генезисе отложений Халлерчинской тундры, на наш взгляд, также не находит подтверждения. Имеющиеся данные говорят в пользу аллювиального происхождения песков. Это подтверждается наличием в песках автохтонных прослоев торфа, фауны млекопитающих хорошей сохранности, включающей переотложение, обломков пресноводных диатомей (*Pinnularia* sp., определение О.Г. Козловой). К сожалению, недостаточно изученные особенности слоистости не позволяют установить фациальную приуроченность этих отложений.

По правому борту Колымы у Алешкиной заимки хорошо видна серия аккумулятивных террас, отделенных друг от друга уступами. Самая высокая - "едомная", к ней прислоняется описываемая песчаная терраса, а к той, в свою очередь, высокая пойма. Песчаную террасу, к бровке которой подходят воды наивысших паводков, изредка подтопляя её наиболее низкие участки, можно считать первой надпойменной. В этом случае поверхность Халлерчинской тундры нужно рассматривать, как аллювиальную равнину, соответствующую первой надпойменной террасе.

В связи с этим следует отметить, что геоморфологические данные также говорят о том, что Халлерчинская тундра является самостоятельной террасой, а не вторичной термокарстовой (аласной) равниной.

Прежде всего, Халлерчинская тундра представляет собой определенный гипсометрический уровень. Высота едомной поверхнос-

ти 50–60 м (абсолютная), Халлерчинской тундры 20–25 м, а высокой поймы Колымы – 10–12 м^х). Уступ между едомной поверхностью и Халлерчинской тундрой хорошо заметен. Он подчеркнут цепочкой озер и долиной р. Бол.Коньковая, занимающими понижение вдоль западного тылового шва Халлерчинской тундры.

Настоящие аласные равнины обычно изобилуют останцами едомы, причем, чем обширнее равнина, тем размеры останцов меньше. Среди Халлерчинской тундры действительно едомным можно считать лишь один очень крупный останец – так называемую Каретовскую едому высотой 60 м и длиной около 35 км. Каретовская едома, имеющая крутые склоны, подмытые, очевидно, при боковом смещении русла Колымы, представляет собой не термокарстовый останец, а крупный останец обтекания. Подобные формы рельефа известны в долинах Малого Аюя и других реках района.

Уступ между поверхностью Халлерчинской тундры и поймой Колымы наиболее четко выражен на широтном отрезке течения этой реки. На северо-востоке и севере Халлерчинской тундры, где долина Колымы переходит в широкую дельту, уступ выражен плохо. Здесь поверхность Халлерчинской тундры сильно понижается и почти сливается с поверхностью дельты. Однако границу между описываемой поверхностью и современной долиной, в том числе и дельтой, всегда легко провести по распространению свежих следов миграции небольших проток Колымы. На северо-востоке, в районе оз. Нерпичьего, эта граница хорошо проводится также по направлению стока небольших ручьев и речек: в дельте они текут на северо-запад, а в пределах Халлерчинской тундры – на северо-восток.

Таким образом, геоморфологические данные показывают, что положение в рельефе описываемой поверхности на правом и левом берегах Колымы аналогично.

Толща отложений первой надпойменной террасы существенно отличается от господствующих в районе озерно-аллювиальных и озерно-болотных толщ не только более грубым составом, но и ещё рядом особенностей. В ней совершенно отсутствуют крупные растительные остатки (древесина, торф) и кильные льды значительной мощности. В верхней части толща разбита многочисленными морозобойными трещинами, создающими в плане полигональный рисунок по-

х) Высоты даны для основной поверхности террас, без учета озерных котловин.

верхности, но эти трещины узкие, не проникают глубоко в толщу и почти не содержат льда, что, возможно, объясняется песчаным составом отложений.

В 1964 г. автором была изучена терраса у Алешкиной заимки. Верхняя, вскрытая в обнажении часть толщи была опробована на споры и пыльцу, причем пыльценосными (более 100 зерен) оказались только две рецентные пробы (из наилка и дернины) и одна проба из толщи террасы, из суглинистого пятна в песках на глубине 2 м, проанализированные палинологами Т.Г. Свиридовой и Л.Ф. Орловой.

В рецентных спектрах на первом месте стоит группа недревесной пыльцы (47–66%), преобладающую роль в которой играют карликовая березка и вересковые. Однако и древесная группа значительна (34–28%). Характерно, что в обоих образцах половина или несколько больше древесной пыльцы принадлежит лиственнице, а вторая – кедровому стланику и древовидной березе. Эти спектры вполне отражают современную растительность. Образец с глубины 2 м содержит очень мало древесной пыльцы – 17%, а если исключить явно переотложенные формы (*Corylus*, *Podocarpus*) – всего 12%. Совершенно отсутствует пыльца лиственницы, которая, несмотря на плохую сохраняемость, все же встречается в данном районе в спектрах других толщ. Недревесная группа так же велика, как и в рецентных спектрах (54%), за счет карликовой березки и вересковых. В ископаемом спектре резко возрастает (до 29%) содержание спор, в основном, за счет зеленых мхов. Если учесть, что рецентные спектры отражают лесной (или лесотундровый) тип растительности, то ископаемый спектр первой надпойменной террасы говорит об объединенной растительности тундрового типа. К сожалению, недостаточность материала не позволяет конкретизировать эту характеристику.

На осыпи и бечевнике под обрывом первой надпойменной террасы у Алешкиной заимки найдены кости млекопитающих. Кости, несомненно, происходят из этой толщи, так как они резко выделяются из большого количества костей, захороненных в других толщах, характером своей сохранности. От костей из озерно-аллювиальных и аласных отложений, имеющих характерный темно-коричневый цвет и блестящую поверхность, они отличаются белым цветом и неровной матовой поверхностью. Кости из торфяников имеют обычно матовую поверхность и темно-коричневый цвет.

Остатки принадлежат следующим животным:

- Mammuthus primigenius* (Blum) - мамонт позднего типа, - обломок зуба (M^3), бивни, позвонки, ребра, лопатка, пяточная кость.
- Equus caballus* L. - лошадь, - предплечье, обломок плеча, бедро, две копытных фаланги и I-я фаланга жеребенка.
- Saiga ricei* Frick - сайга Райса, - фрагмент черепа с роговыми стержнями, обломок нижней челюсти, резец.
- Rangifer tarandus* L. - северный олень, - астрагал.
- Bison priscus* Woj. - бизон, - пястная кость, астрагал, I-я фаланга.
- Lepus timidus* L. - заяц-беляк, - обломок нижней челюсти, лучевая кость.

Наибольший интерес в этой фауне вызывают остатки сайги (Шер, 1966). Это самое восточное местонахождение остатков сайги в СССР. Как выяснилось, ископаемая восточно-сибирская сайга по строению черепа отличается от современной и принадлежит особому виду *Saiga ricei* Frick, выделенному американским палеонтологом Ч. Фриком на Аляске в 1937 году (Frick, 1937).

Сайга является типичным представителем перигляциальной фауны. Анализ экологии современной сайги и палеогеографии районов обитания ископаемой сайги позволяет предполагать, что её расселение далеко на северо-восток произошло в условиях холодного, относительно сухого климата, маломощного (до 20 см) снежного покрова и ровного плотного грунта. Питание сайги могли составлять относительно сухолюбивые растения перигляциальных тундро-степей - злаки, полины, лебедовые, лишайники.

Пользуясь этими благоприятными условиями, сайга в конце верхнего плейстоцена (во время сартанского похолодания и относительного иссушения климата) распространилась по предгорьям и низменным равнинам Восточной Сибири далеко на северо-восток. Находки морфологически идентичной сайги на Аляске и в устье Колымы, а также остатков сайги на Новосибирских островах (Черский, 1891) свидетельствуют в пользу надводного положения шельфа Се-

верного Ледовитого океана в конце верхнего плейстоцена. По-видимому, это был заключительный этап сухопутной связи между Аляской и Чукоткой.

Ископаемые остатки лошадей из аллювия I террасы говорят о принадлежности их к наиболее мелким представителям верхне-плейстоценового подвида (*Equus caballus subsp. B*, по Вангенгейм, 1961). Не исключено, что некоторые из них принадлежат карликовым лошадям (подвида *Equus caballus subsp. C*), однако, отсутствие сравнительного материала по карликовому подвиду затрудняет этот вывод. Все же можно с достаточной уверенностью отнести к карликовой форме бедренную кость № $\frac{761-II}{1320}$, имеющую полную длину всего 350 мм, т.е. меньше всех ископаемых лошадей, промеры которых приводятся в сводках И.Д. Черского (1891) и В.И. Громовой (1949) (табл. I). Судя по размерам этой кости, колымская лошадь была мельче лошади Пржевальского, однако бедренные кости последней несколько стройнее, чем колымской лошади.

Т а б л и ц а I

| Промеры и индексы | Европа/Сев. Азия по В.И. Громовой, 1949 | | р.р. Лена и Яна, по И.Д. Черскому, 1891 | <i>Equus przewalskii</i> , по В.И. Громовой, 1949 | Лошадь с Алешкин. заимки, ГИИ № $\frac{761-II}{1320}$ |
|--|---|-----------|---|---|---|
| 1. Полная длина | 408 | 398-402 | 376 | 353-382 | 350 |
| 2. От вершины головки до нижней точки медиального мыщелка. | - | 325-351 | 340,5 | 315-345 | 310 |
| 3. Ширина верхнего конца | 120-135 | 110-114 | 115 | 92-114 | 110 |
| 4. Ширина нижнего конца | 90-106 | 80-92 | 90-97 | 83-91 | 86 |
| 5. Индекс ширины верхнего конца к длине (3:2) | 33,1 | 32,5-33,9 | 32,1-33,8 | 31,2-35,1 | 35,5 |
| 6. То же нижнего конца (4:2) | 26 | 24,6-26,2 | 25,8-26,4 | 26-27,9 | 27,8 |

Обломок плечевой кости (колл. ГИН № $\frac{76I-13}{I320}$), представленный нижним концом, по своей ширине (74 мм) уступает всем лошадям верхнего плейстоцена Европы (83–94 мм) и Северной Азии (78–92 мм), описанным В.И. Громовой (1949). Судя по ширине этой кости, колымская лошадь сопоставима только с самыми мелкими лошадьми подвида "В" (Вангенгейм, 1961) – ширина их нижнего конца 74–85 мм. Можно предполагать, что и эта кость принадлежит лошади карликового подвида.

Столь же мала и лучевая кость колымской лошади (табл.2). По длине она соответствует самым мелким европейским верхне-плейстоценовым лошадям и лошади Пржевальского. В коллекции, описанной И.Д. Черским (1891), встречаются ещё более мелкие лучевые кости, Однако известно, что эти сборы смешанные, заведомо разновозрастные, и среди них, наряду с более древними крупными лошадьми, встречаются и безусловно карликовые лошади.

Т а б л и ц а 2

Промеры лучевых костей лошадей верхнего плейстоцена, в мм

| Промеры и индексы | Европа, по В.И. Громовой 1949 | Новосибирские острова, Яна, по И.Д. Черскому, 1891 | <i>Equus przewalskii</i> , по В.И. Громовой, 1949 | Лошадь с Алешкиной заимки, ГИН № $\frac{76I-12}{I320}$ |
|---------------------------------------|-------------------------------|--|---|--|
| 1. Полная ширина | 320–370 | 305–350 | 319–320 | 320 |
| 2. Ширина верхнего конца | 82–95 | 82–92 | 71,5–81,5 | 81 |
| 3. Ширина нижнего конца | 74–90 | 69–82 | 65,5–74,0 | 71 |
| 4. Ширина кости в середине | 39–49 | 37,5–45,5 | 33–38 | 40 |
| 5. Индекс ширины верхнего конца (2:1) | 22,7–27,6 | 24,8–27,6 Ср.26,5 | 22,4–26 Ср.24,1 | 25,3 |
| 6. То же нижнего конца (3:1) | 21,9–25 | 22,6–24,6 Ср.23,6 | 21,2–23,7 Ср.22,1 | 22,2 |
| 7. То же срединной ширины (4:1) | 12,2–13,9 | 12,2–13,9 Ср.12,9 | 10,5–12,2 Ср.11,2 | 12,5 |

Вообще верхнеплейстоценовые лошади Сибири отличаются значительной массивностью костей, широконогостью (Вангенгейм, 1961). Это подтверждается и на остатках лошадей, собранных автором из других толщ Колымской низменности. Кроме того, при уменьшении абсолютных размеров костей относительная массивность их обычно увеличивается. Однако на общем фоне разновозрастных остатков лошадей, кости из первой надпойменной террасы Колымы отличаются относительной стройностью.

Лучевая кость колымской лошади по стройности превосходит такие же кости многих лошадей Европы и Азии и лишь очень немного массивные лошади Пржевальского (в середине кости). Копытные фаланги с Алешкиной заимки (передняя № $\frac{761-5}{1320}$) и задняя № $\frac{761-6}{1320}$ колл. ГИН) также принадлежат сравнительно мелким лошадям и имеют небольшую длину опорного края. Сравнение их по индексам ширины с копытными фалангами, характеристика которых приводится Э.А. Вангенгейм (1961), показывает, что колымские фаланги несколько стройнее, чем фаланги верхнеплейстоценовых лошадей (подвида "B"), и по некоторым индексам отвечают более стройным нижнеплейстоценовым лошадям (подвида "A").

Таким образом, несмотря на очень мелкие размеры, колымская лошадь имела довольно стройные конечности. По-видимому, это можно объяснить лишь специфическими условиями обитания данной лошади.

Теперь обратимся к бизонам. Более или менее полный сравнительный материал есть только по метаподиям. Найденная I фаланга хорошо соответствует пястной кости (от одной или от близкой по размеру особи). Измерения пястной кости показывают, что она принадлежит очень мелкой форме бизона (табл. 3). По всем абсолютным размерам она меньше всех пястных костей из Восточной Сибири, описанных Э.А. Вангенгейм (1961, табл. 14), и соответствует наиболее мелким из янской коллекции, а также пястным костям современных американских бизонов, промеры которых приводит И.Д. Черский (1891).

Второе обстоятельство, заслуживающее внимания, — очень высокая стройность кости, приближающая её к самым стройным из пястных костей верхнеплейстоценовых (Вангенгейм, 1961) и современных (Черский, 1891) бизонов. Можно предположить, что эта пястная кость принадлежала очень поздней и очень мелкой форме бизона.

Т а б л и ц а 3

Промеры метакарпальных костей бизонов из
верхнеплейстоценовых отложений, в мм

| Промеры и индексы | Восточная Сибирь, по Э.А. Ван- генгейм, 1961 | р. Яна, по И.Д. Чер- скому, 1891 | Современ- ные амери- канские бизоны, по И.Д. Чер- скому, 1891 | Бизон с Алешкин. заимки, ГМН № |
|---|--|---|--|---|
| | | | | <u>761-9</u> 1320 |
| 1. Полная длина | 215-227 | 210-238 | 210 | 209,2 |
| 2. Ширина верхнего конца | 71-85 | 70,5-94 | 57-72,5 | 68 |
| 3. Ширина нижнего конца | 76-86,5 | - | - | 71,0 |
| 4. Ширина кости в середине | 45-51 | 42-59 | 30-43 | 39,0 |
| 5. Индекс ширины верхнего конца (2:1) | 31,2-39,5 | 32,1-41,9 | 34,5 | 32,5 |
| 6. Индекс ширины ниж- него конца (3:1) | 33,9-40,2 | - | - | 34,0 |
| 7. Индекс срединной ширины (4:1) | 20,1-23,7 | 18,2-25,5 | 20,4 | 18,6 |

Многочисленные остатки мамонта в описанных отложениях, к сожалению, мало показательны. Все же можно сказать, что они принадлежат сравнительно мелким особям. Обломок зуба, судя по сравнительно высокой частоте пластин (около 9,5-10 на 10 см), принадлежит мамонту позднего типа.

Таким образом, лошади и бизоны в рассматриваемой толще (а также, возможно, и мамонт) представлены сильно измельчавшими формами. Лошади и бизоны из первой надпойменной террасы имели сравнительно стройные конечности, что хорошо согласуется с тем фактом, что вместе с ними там же жила сайга. Это позволяет предположить, что все животные, остатки которых найдены у Алешкиной заимки, обитали здесь в довольно позднее время - в конце верхнего плейстоцена, в условиях открытых пространств и сравнительно твердого грунта. Геоморфологическое положение толщи - первая надпойменная терраса - подтверждает её молодость, а характер

спорово-пыльцевого спектра дополнительно свидетельствует о более холодном климате той эпохи по сравнению с современной.

Думается, что накопление аллювия первой надпойменной террасы происходило в самом конце верхнего плейстоцена. В горных районах Северо-Востока СССР в это время развивалось последнее горное оледенение (или стадия оледенения). На Чукотке в конце верхнего плейстоцена отмечается искатеньское долинно-карвовое оледенение (Петров, 1965), в Корякском нагорье - сартанское оледенение (Загорская, 1953) или последние стадии верхнечетвертичного оледенения (Дегтяренко, 1961). В верховьях Колымы и Индигирки в это время формируются крайние гряды горно-долинных ледников (Васьковский, 1963).

Западнее, в горах Верхоянья и на Сибирской платформе, также отмечается различными исследователями сартанская стадия или самостоятельное горно-долинное оледенение.

Близкую к описанной на Колыме картину можно наблюдать и в нижнем течении Индигирки. В долине Индигирки следы похолодания в конце верхнего плейстоцена запечатлены в отложениях первой надпойменной террасы высотой 12-15 м над уровнем воды (Лаврушин, 1963). Геоморфологическое положение террасы аналогично колымской - между высокой поймой и поверхностью основной озерно-аллювиальной равнины. Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют об отсутствии древесной растительности и холодном климате. Обращает на себя внимание обилие пыльцы травянистых растений (70-90%), среди которой отмечается значительное количество полыни, а также заметная роль сибирского плаунка в составе спор.

Интересно, что из первой террасы Индигирки Э.А. Вангенгейм среди остатков лошади, бизона, лося, овцебыка, северного оленя и мамонта позднего типа определила также карликовую форму мамонта (Лаврушин, 1963).

По-видимому, индигирскую и колымскую первые надпойменные террасы можно достаточно уверенно параллелизовать друг с другом, основываясь на их географической близости, сходстве геоморфологического положения, литологического состава, облика фауны и ископаемой пыльцы и спор.

Ю.А. Лаврушин (1963) считает, что аллювий первой надпойменной террасы Индигирки формировался в течение всей второй половины верхнего плейстоцена (зырянское и сартанское время). Из

другой его работы следует, что аллювий этот сформировался, в основном, в течение зырянской стадии, а в сартанскую стадию заложились эпигенетические ледяные жилы более поздней генерации (Лаврушин и др., 1963).

Приводимая Ю.А. Лаврушиным фаунистическая и палинологическая характеристика не обосновывает отнесения данной толщи ко времени именно зырянского оледенения. Низкое геоморфологическое положение первой надпойменной террасы и наличие среди остатков фауны карликовой формы мамонта не позволяют, как нам кажется, говорить о столь древнем и длительном времени формирования этих осадков, а свидетельствуют скорее о более молодом, сартанском возрасте террасы. Следы каргинского потепления климата, довольно хорошо выраженного в смежных районах, нужно искать, по-видимому, не в толще первой надпойменной террасы, а в более древних толщах.

К сожалению отсутствуют достоверные радиоуглеродные датировки аллювия первых надпойменных террас Колымы и Индигирки. Однако, геоморфологическое положение террасы и фауна млекопитающих, представленная крайне измельчавшими плейстоценовыми формами, по-видимому, близкими к вымиранию, позволяют считать, что этот аллювий формировался в самом конце плейстоцена, а возможно и в начале голоцена.

ВЫВОДЫ

1. В конце верхнего плейстоцена, во время заключительной фазы оледенения (сартанской) в низовьях Колымы и Индигирки формировался аллювий первой надпойменной террасы. В низовьях Колымы эта терраса расширялась и переходила в аллювиальную равнину, имеющую сейчас Халлерчинской тундрой. Старое представление об аласном (термокарстовом) происхождении Халлерчинской тундры должно быть пересмотрено.

2. Климатические условия этого времени, насколько можно судить по реконструкции палеоэкологии млекопитающих, были, по-видимому, более холодными, чем современные и относительно сухими. Снега выпадало мало (до 20 см), общее количество осадков, по всей вероятности, было значительно меньше 300 мм. Летнее прогревание почвы было слабым и не способствовало развитию заболо-

ченности. В окружающих горных областях существовало последнее плейстоценовое горно-долинное оледенение. На Восточно-Сибирской низменности были развиты перигляциальные тундро-степные ландшафты. В составе растительности принимали широкое участие злаковые, полыни, лебедовые, осоки, вересковые кустарнички, карликовая березка. По долинам рек на отдельных участках, возможно, росли кустарники березы, ольхи и ивы.

3. Можно предполагать, что в конце верхнего плейстоцена существовали континентальные участки шельфа, связывавшие Чукотку с Аляской, по которым на Аляску проникала сайга, жившая на Колыме в сартанское время.

4. Для фауны млекопитающих того времени характерно присутствие крайне измельчавших карликовых форм лошадей и бизонов, мелких мамонтов, а также ряда других животных. Интересно наличие в этой фауне сайги, приспособленной к холодному и сухому перигляциальному ландшафту, а также относительная стройность конечностей лошадей и бизонов, подчеркивающая слабую заболоченность территории. По-видимому, рассматриваемое время было заключительным этапом существования "мамонтной" фауны. Можно предполагать, что некоторые её члены существовали вплоть до климатического оптимума голоцена, а затем исчезли в этом районе окончательно в связи с потеплением климата, усилением заболоченности и залесенности в эпоху оптимума.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Баранова Ю.П. Геоморфологический очерк восточной части Колымской низменности. Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. II, 1957.
2. Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. История развития рельефа Сибири и Д.Востока. Северо-Восток СССР, М., 1964.
3. Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогенных отложений севера Восточной Сибири. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 48, 1961.
4. Васьюковский А.П. Очерк стратиграфии антропогенных (четвертичных) отложений Крайнего Северо-Востока Азии. В кн. "Геология Корякского нагорья", М., 1963.

5. Громова В.И. История лошадей (рода *Equus*) в Старом Свете. Тр. Палеонт. ин-та, вып. 17, 1949.
6. Дегтяренко Ю.П. Основные черты геоморфологического строения Корякской горной системы. В кн. "Геология Корякского нагорья", М., 1963.
7. Загорская Н.Г. Геоморфологический очерк северо-восточной оконечности Корякского хребта. Тр. НИИ геологии Арктики, т. 72, Л., 1953.
8. Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 87, 1963.
9. Лаврушин Ю.А., Девириц А.Л., Гитерман Р.Е., Маркова Н.Г., Первые данные по абсолютной геохронологии основных событий голоцена Северо-Востока СССР. Бюлл. Комисс. по изуч. четв. периода, № 28, 1963.
10. Петров О.М. Палеогеография Чукотского полуострова в позднем неогене и четвертичном периоде. В кн. "Антропогенный период в Арктике и Субарктике", М., 1965.
11. Черский И.Д. Описание коллекции послетретичных млекопитающих, собранных Ново-Сибирской экспедицией. Зап. АН, СПб, т. 65, прил. I, 1891.
12. Шер А.В. Ископаемая сайга на севере Восточной Сибири и Аляске. Бюлл. Комисс. по изуч. четв. периода, 33, 1966 (в печати).
13. Frick Ch. Horned ruminants of North America. Bull. of Amer. Museum of Natural History, vol.69, 1937.

С О Д Е Р Ж А Н И Е

| | |
|---|-----|
| Сакс В.Н. Значение трудов В.И. Громова в развитии четвертичной геологии Сибири..... | 3 |
| Николаев В.А. Основные этапы развития речных долин Западно-Сибирской равнины..... | II |
| Архипов С.А. Тобольские прареки Западной Сибири..... | 4I |
| Зубаков В.А., Левковская Г.М. Стратиграфия новейших отложений низовьев р. Оби..... | 62 |
| Захаров Ю.Ф. О проблеме четвертичных отложений Западной Сибири.. | 84 |
| Вдовин В.В., Вотах М.Р., Зудин А.Н. Материалы к стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Чумышского Присалаирья..... | 98 |
| Файнер Ю.Б. Верхнеплиоценовые осадки Кузнецкой котловины..... | II4 |
| Раковец О.А. К вопросу о сопоставлении третичных отложений Алтая и Тувы..... | I28 |
| Цейтлин С.М. Верхнепалеолитическая стоянка Афонтова гора П..... | I35 |
| Липагина В.Я., Казьмина Т.А. Остракоды четвертичных отложений Среднего Приобья..... | I46 |
| Липагина В.Я., Казьмина Т.А. Остракодовый комплекс из отложений обнажения д. Исаковка..... | I62 |
| Липагина В.Я. О возрасте рыхлых отложений у с. Карташево..... | I68 |
| Гавшин В.М. Новые данные о возрасте пролювиальных отложений подножья хребта Азыр-Тал..... | I7I |
| Шер А.В. Палеогеография и фауна млекопитающих низовьев Колымы в конце плейстоцена..... | I73 |

УДК 551.79(571)

Значение трудов В.И. Громова в развитии четвертичной геологии Сибири. В.Н. Сакс. В сб.: "Четвертичная геология и геоморфология Сибири". ИГиГ СО АН, Новосибирск, 1968, стр. 3 - 10.

С именем В.И. Громова тесно связано развитие четвертичной геологии в СССР и, в частности, в Сибири. В работах В.И. Громова рассматриваются история культур каменного века, деление четвертичной системы, положение её нижней границы, палеогеография четвертичного периода и стратиграфия континентальных четвертичных отложений. Особенно велик вклад В.И. Громова в изучение последовательно сменявших друг друга комплексов четвертичных млекопитающих и в познание стратиграфии и палеогеографии четвертичного периода в Сибири.

УДК 551.79+551-89(571.1)

Основные этапы развития речных долин Западно-Сибирской равнины. В.А. Николаев. В сб.: "Четвертичная геология и геоморфология Сибири". ИГиГ СО АН, Новосибирск, 1968, стр. 11 - 40.

В истории зарождения и развития древних прарек и современных речных систем Западно-Сибирской равнины автор выделяет четыре основных этапа. Первый - барнаульский - этап охватывает нижний и средний эоплейстоцен, а второй - тобольский - верхний эоплейстоцен и нижний плейстоцен. На протяжении каждого этапа последовательно формировались существенно русловые и пойменно-старичные отложения транзитных прарек и одновозрастные пролювиально-делювиальные образования их склонов и древних водоразделов.

С концом максимального оледенения Алтае-Саянской складча - той области связано начало очень важного периода интенсивного обводнения и формирования речных долин и ложин стока - третьего - кулундинского - этапа. В течение позднего плейстоцена и голоцена на фоне общего подъема Западно-Сибирской равнины и её палеозойского обрамления и ритмического колебания климата в современных долинах Енисея, Оби и Иртыша и их главнейших притоков идет формирование двух надпойменных террас и поймы. Библиограф. 63 назв. Иллюстраций 1.

УДК 55I.79 + 55I.89(57I.I)

Тобольские прареки Западной Сибири. С.А. Архипов. Сб.: "Четвертичная геология и геоморфология Сибири". ИГиГ СО АН, Новосибирск 1968, стр. 41 - 61.

Предлагается подробное описание отложений тобольских западно-сибирских прарек, рассматривается проблема их возраста, условий залегания и соотношения с отложениями кочковской, краснодубровской и федосовской свит. Отмечается отсутствие бетекейского аллювия в переуглубленных долинах Нижнего Иртыша, Нижней и Средней Оби и Енисея. На конкретных примерах показывается вложение тобольского аллювия в водораздельную кочковско-федосовскую толщу пород. Делается вывод о становлении современного магистрального речного стока на север в послекочковско-федосовское время, примерно с рубежа средне-позднего минделя. Реконструируется система западно-сибирских прарек. Выдвигается предположение о соединении Верхней Оби с Иртышом в тобольское время через центральную Кулунду на основании прослеживания ареала распространения тобольских корбикул. библ. 54 назв. Иллюстраций 2.

УДК 55I.79(57I.I)

Стратиграфия новейших отложений низовьев р. Оби. В.А. Зубаков, Г.М. Левковская. В сб. "Четвертичная геология и геоморфология Сибири", ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск, 1968, стр. 62 - 83.

Авторами изучались береговые обнажения долины Оби на участке от г. Салехарда до устья Пях-Яхта (Салемальский п-ов) и описан керн новейших отложений ряда скважин. Детально изучен разрез IУ морской террасы в обнажениях правого берега Надымской Оби в 1-2 км ниже у устья р. Пях-Яха, и скважина № 3 профиля Салехард-Яр-Сале.

Получены спорово-пыльцевые данные и радиоуглеродные датировки 57000, позволяющие сделать вывод о том, что пях-яхинская пачка безусловно не может относиться к внутривюрмскому потеплению, а скорее всего, относится к рисс-вюрмскому межледниковью.

Проведено сопоставление с данными Л.В. Голубевой (1960) и Н.С. Соколовой (1965). Детальное палинологическое изучение скв. № 3 профиля Яр-Сале позволило авторам выделить ряд палинологических зон, которые по их мнению могут иметь коррелирующее значение при сопоставлении с материалами других исследователей, работавших на севере низменности. Библ. 17 назв. Иллюстраций 3.

УДК 551.79(571.1)

О проблеме четвертичных отложений Западной Сибири. Ю.Ф. Захаров. В сб. "Четвертичная геология и геоморфология Сибири", ИГиГ СО АН Новосибирск, 1968, стр. 84 - 97.

Содержатся интересные данные в следах четвертичных покровных оледенений в Западно-Сибирской низменности. Особенно убедительные сведения о крупных ледниковых отторженцах, открытых при бурении за последние годы и впервые освещающих в печати.

Приведенные материалы по восстановлению палеогеографической обстановки помогают делать научно обоснованные прогнозы поисков строительных материалов. Библ. 16 назв. Иллюстраций 5.

УДК 551.79 + 551.89(571.1)

Материалы к стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Чумышского Присалаирья. В.В. Вдовин, М.Р. Вотях, А.Н. Зудин. В сб. "Четвертичная геология и геоморфология Сибири", ИГиГ СО АН, Новосибирск, 1968, стр. 98 - 113.

Описаны результаты петрографического и палеонтологического изучения плейстоценовых отложений. Произведено их сопоставление с разрезами Приобского плато, на основании чего отмечено сходство палеогеографических условий их формирования. Петрографическими исследованиями отвергается гипотеза о дальнем привносе мелкозерма для формирования покровных лессовидных пород, они считаются местным сложным, преимущественно пролювиально-делювиальным образованием. Табл. 3, Библ. 8 назв. Иллюстраций 3.

УДК 551.79(571.1)

Верхнеплиоценовые осадки Кузнецкой котловины. Ю. Б. Файнер. В сб. "Четвертичная геология и геоморфология Сибири". ИГиГ СО АН, Новосибирск, 1968, стр. 114 - 127.

Первая сводка о верхнеплиоценовых отложениях Кузнецкой котловины. На основании литологических и палеонтологических материалов отмечается сходство разрезов с одновозрастными осадками Западно-Сибирской низменности. Выделены генетические типы: озерно-аллювиальные осадки погребенных равнин и покровные отложения. Библ. 14 назв.

УДК 551.78(571.1)

К вопросу о сопоставлении третичных отложений Алтая и Тувы. О. А. Раковец. В сб. "Четвертичная геология и геоморфология Сибири", ИГиГ СО АН, Новосибирск, 1968, стр. 128 - 134.

Рассматриваются характерные литологические и палеонтологические особенности третичных отложений внутригорных впадин Алтая и Тувы (главным образом Чуйской и Убсунурской). Указывается на определенные черты сходства этих отложений, что позволяет допустить общность неотектонического развития территорий. Так, нижний обломочный горизонт третичных отложений Тувы может быть сопоставлен с отложениями нижних частей карачумской свиты Чуйской впадины. Лежащие выше озерные отложения Убсунурской впадины сходны по литологии и фауне моллюсков с кошагачской и туеркской свитами Чуйской котловины. Верхние, песчаногалечная и грубообломочная, части третичных отложений Тувы могут быть по условиям образования и литологическому сходству сопоставлены с бекенской и терекской свитами Горного Алтая.

УДК 55I.79I(57I.I)

Верхнепалеолитическая стоянка Афонтова гора II (результаты новых геологических исследований). С.М. Цейтлин. В сб. "Четвертичная геология и геоморфология Сибири", ИГиГ СО АН, Новосибирск, 1968 стр. 135 - 145.

В статье приводится новая геологическая интерпретация разреза стоянки Афонтова гора II и на основании использования данных радиоуглеродных определений абсолютного возраста дается картина последовательности геологических событий века последнего оледенения в бассейне среднего течения р. Енисея. Библ.7 назв.

УДК 565.33.(II9)(57I.I)

Остракоды четвертичных отложений Среднего Приобья. В.Я. Липагина, Т.А. Казьмина. В сб. "Четвертичная геология и геоморфология Сибири", ИГиГ, СО АН, Новосибирск, 1968, стр. 146 - 161.

Впервые для Западно-Сибирской низменности дается сопоставление четвертичных отложений разных геологических разрезов по фауне остракод. Хорошо сопоставляются породы отложений из геологических разрезов около сел Амбарцево и Вороново, характеризующиеся наличием вида *Cythereissa vacatzis* Jazs. Присутствие в единственном числе этого вида в отложениях данных разрезов свидетельствует о резком похолодании, отвечающему периоду Самаровского оледенения. Библ. 17 назв. Иллюстраций 3.

УДК 565.33 (II9)(57I.I)

Остракодовый комплекс из отложений обнажения д. Исаковка. В.Я. Липагина, Т.А. Казьмина, В сб. "Четвертичная геология и геоморфология Сибири", ИГиГ СО АН, Новосибирск, 1968, стр. 162 - 167.

Фауной остракод в рассматриваемом обнажении охарактеризована значительная часть отложений. Проведенный анализ показал, что встречаемая здесь ассоциация остракод характерна по Западно-Сибирской низменности для отложений нижнечетвертичного времени.

Экологический состав этой ассоциации остракод свидетельствует об умеренном климате этого периода осадконакопления.

УДК 565.33.(II9)(57I.I)

О возрасте рыхлых отложений у с. Карташево. В.Я. Липагина. В сб. "Четвертичная геология и геоморфология Сибири", ИГиГ СО АН, Новосибирск, 1968, стр. 168 - 170 .

Разные комплексы фауны остракод дают возможность определить возраст рыхлых отложений, обнаженных у с. Карташево.

УДК 564.3:55I.78(57I.I)

Новые данные о возрасте пролювиальных отложений подножья хребта Азыр-Тал. В.М. Гавшин. В сб. "Четвертичная геология и геоморфология Сибири", ИГиГ СО АН, Новосибирск, 1968, стр. 171 - 172 .

На основании находок и определения раковин наземных гастропод делается предположение о позднеплиоценовом возрасте нижних слоев пролювиальных отложений. Экологические особенности найденной фауны свидетельствует о жарком и, возможно, влажном климате времени образования осадков. Библ. I назв.

УДК 55I.89+569(II9)(57I.5)

Палеогеография и фауна млекопитающих низовьев Колымы в конце плейстоцена. А.В. Шер. В сб. "Четвертичная геология и геоморфология Сибири", ИГиГ СО АН, Новосибирск, 1968, стр. 173 - 189 .

Дается геологическое описание трудно доступного и слабо изученного района. Доказывается, что Халлерчинская тундра является первой надпойменной террасой Колымы, а не вторичной термокарстовой равниной, как считалось ранее. Приведенные определения остатков крупных млекопитающих, обнаруженных в отложениях террасы, позволяют предполагать, что накопление аллювия происходило в конце верхнего плейстоцена. Библ. I3 назв.

Технический редактор *Л. А. Панина*

Подписано к печати 10. II. 1969 г. МН 00615.

Бумага 60×90/16. Печ. л. 12,25+16кл. Уч.-изд. л. 11,5.

Тираж 500. Заказ 94. Цена 80 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.