

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Е. В. ДЕВЯТКИН

**КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ
И НЕОТЕКТОНИКА
ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1965

E. V. DEVIATKIN

CENOZOIC DEPOSITS
AND NEOTECTONICS
IN SOUTH-EASTERN ALTAI

(Transactions, vol. 126)

Е. В. ДЕВЯТКИН

КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ
И НЕОТЕКТОНИКА
ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ

(Труды, вып. 126)

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

академик *А. В. Пейве* (главный редактор),
К. И. Кузнецова, В. В. Меннер, П. П. Тимофеев

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

К. В. Никифорова

EDITORIAL BOARD:

Academician *A. V. Peive* (Chief Editor),
K. I. Kuznetzova, V. V. Menner, P. P. Timofeev

RESPONSIBLE EDITOR

K. V. Nikiiforova

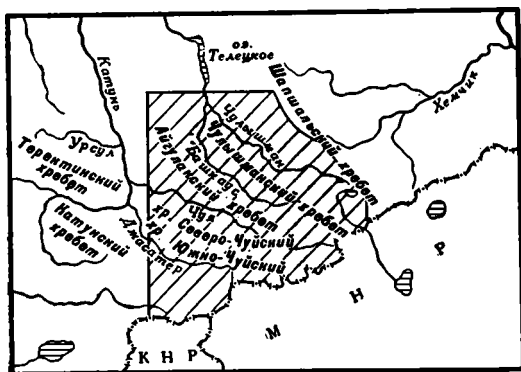
ВВЕДЕНИЕ

Изучение взаимосвязи тектонических движений и процессов осадконакопления является одной из важнейших проблем геологической науки. Тектонические движения определяют характер распределения разных генетических типов осадков, их фаций и мощностей. Особенное значение приобретает выяснение этой связи при определении основных закономерностей накопления осадков в кайнозое, так как континентальные отложения этого времени отличаются значительными литофа-

циальными изменениями, происходящими на близких расстояниях. В областях молодого орогенеза окраинных частей эпипалеозойской платформы на Алтае и в Туве кайнозойское осадконакопление тесно связано с новейшими тектоническими движениями, проявившимися в несколько этапов. Эти этапы отличаются друг от друга характером движений, их интенсивностью, различным направлением, морфологией созданных неоструктур. Каждому этапу новейших движений соответствует определенный лито-стра-

тиграфический комплекс осадков. Выяснение закономерностей накопления кайнозойских континентальных отложений в условиях новейших тектонических движений в Юго-Восточном Алтае явилось основной целью настоящего исследования. Территория, на которой проводились исследования, охватывает Юго-Восточный Алтай и прилежащие части Западной Тувы (фиг. 1). Южной границей исследованной территории является государственная граница с Монгольской Народной Республикой и частично с Китайской Народной Республикой, восточная и северо-восточная — совпадают с осевой частью Шаншальского хребта. Основными орографическими единицами этой территории являются хребты: Шаншальский, Чулышманский, Курайский, Айгулакский, Северо-Чуйский, Южно-Чуйский, Чихачева, Сайлюгем, плато Укок и Южный Алтайский, разделенные долинами рек Чулышмана, Башкауса, Чуи, Джасатера, Аргута и цепочками межгорных впадин — Джулукульско-Сайгонышской, Чуйско-Курайско-Сарулукульской, Джасатерско-Саманхинской, Бертекской. Большая часть территории расположена на абсолютных высотах более 2000 м, а осевые части хребтов достигают 4000 м. Межгорные впадины располагаются на высотах от 1400 до 2200 м.

Настоящая работа состоит из двух основных частей. В первой части подробно разбирается стратиграфия верхнепалеогеновых, неогеновых,



Фиг. 1. Схема района исследований

эоплейстоценовых и плейстоценовых отложений. Для верхнепалеогеновых, неогеновых и эоплейстоценовых отложений приводится наиболее полное в настоящее время палеонтологическое обоснование и дается схема их возможной корреляции с одновозрастными отложениями смежных регионов. Среди плейстоценовых отложений выделяются три ледниковых горизонта, нижний из которых относится к рисскому ярусу, а два верхних — к вюрмскому. Проведена корреляция их с осадками внеледниковой зоны. Для расчленения антропогеновых отложений применена схема, предложенная В. И. Громовым, И. И. Красновым, К. В. Никифоровой и Е. В. Шанцером (1961), по которой нижняя граница антропогена проводится под отложениями верхнего плиоцена принятой в СССР стратиграфической схемы.

Вторая часть работы посвящена новейшей тектонике и закономерностям накопления кайнозойских отложений в условиях молодых движений. Здесь выясняются вопросы соотношения новейших структур со структурами докайнозойского основания, обосновывается и проводится выделение четырех крупных этапов новейших движений, характеризуются выявленные основные закономерности накопления палеогеновых, неогеновых, эоплейстоценовых и плейстоценовых отложений, описываются крупные морфоструктуры разных порядков и дислокации кайнозойских отложений.

Работа, помимо общетеоретического значения, имеет и непосредственный практический интерес. Известно, что с континентальными кайнозойскими отложениями Юго-Восточного Алтая связан ряд полезных ископаемых (бурый уголь, россыпи, строительные материалы). Знание закономерностей накопления кайнозойских отложений позволяет правильно направлять поисково-съемочные работы. Определенное значение имеет настоящая работа и для гидротехнических изысканий, развернувшихся на Горном Алтае в последние годы.

Монография написана в отделе четвертичной геологии и генетических типов континентальных отложений Геологического института АН СССР. В ее основу положены материалы, собранные автором в 1954—1959 гг. при работе во Всесоюзном аэрогеологическом тресте Государственного геологического комитета СССР, проводившем геологическую съемку на Юго-Восточном Алтае, а также в 1960—1962 гг. при тематических исследованиях кайнозойских отложений и неотектоники Юго-Восточного Алтая, организованных Геологическим институтом АН СССР. Все многолетние исследования проводились в тесном сотрудничестве с коллективами геологов экспедиции № 8 Всесоюзного аэрогеологического треста и местных экспедиций Западно-Сибирского геологического управления, которым автор приносит свою признательность за содействие в работе. Постоянные ценные консультации автору оказывали В. И. Громов, К. Ф. Никифорова, взявшая на себя также труд редактирования рукописи, Е. В. Шанцер, осмотревший опорные обнажения вместе с автором в поле, Л. Д. Шорыгина, Е. Н. Шукина, Э. И. Равский, О. А. Раковец и О. В. Матвеева. В камеральной обработке полевого материала любезно принимали участие В. И. Громов, Э. А. Вангенгейм, А. А. Гуреев (определение фауны млекопитающих), В. П. Маслов, Л. К. Красавина (определение харовых водорослей), Г. Г. Мартинсон, Я. И. Старобогатов, А. Л. Чепалыга (определение фауны моллюсков), Г. Ф. Шнейдер, Н. А. Найдина (определение фауны остракод), Н. В. Ренгартен, И. Г. Лискун (литолого-минералогическое изучение пород), Е. К. Сычевская (определение фауны рыб), В. Н. Тихомиров, М. А. Петросьянц, О. В. Матвеева, Е. И. Глущенко (спорово-пыльцевые анализы), Т. А. Якубовская (определение макрофлоры), Е. Г. Рожкова (техническое оформление работы). Всем перечисленным товарищам автор приносит свою глубокую благодарность.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

СТРАТИГРАФИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ

Глава I

КРАТКИЙ ОЧЕРК ИЗУЧЕННОСТИ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И НОВЕЙШЕЙ ТЕКТониКИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ

В изучении кайнозойских отложений и новейшей тектоники Горного Алтая выделяются три исторические этапа. Они отличаются по характеру направленности и глубине исследований.

Первый этап охватывает преимущественно ранние работы общегеографического направления. В них содержатся интересные сведения о рыхлых отложениях, рельефе местности, делаются попытки выяснения происхождения молодых осадков, их связи с рельефом, процессами эрозии и древнего оледенения. Эти сведения разобщены во многих отдельных исследованиях, и лишь в последних работах этого этапа делаются попытки их обобщения.

Изучение Алтая началось почти двести лет назад. Богатство полезными ископаемыми его западной части определило то, что уже в XIX столетии территория Рудного Алтая считалась наиболее изученной из всех областей Сибири. Тем не менее сведения об этой области были весьма ограниченными. Горный Алтай, особенно его восточные окраины, ввиду труднодоступности лишь изредка посещался отдельными исследователями. В работах Г. П. Гельмерсена (Helmersen, 1848), П. А. Чихачева (Tchihatcheff, 1845), Г. Е. Шуровского (1846) приводится первое описание орографии Алтая. К. И. Малевский (1870), В. К. Поленов, Н. А. Соколов (1883) и другие исследователи упоминают о развитии угленосных отложений в межгорных впадинах.

Интересные и разнообразные описания геоморфологии территории древнего и современного оледенения, а также рыхлых отложений содержатся в работах В. В. Сапожникова (1949), в течение многих лет исследовавшего Русский и Монгольский Алтай.

Существенный вклад в изучение геологии кайнозоя внесли многолетние работы И. Г. Гранэ (Гранэ, 1915, 1916; Granö, 1910, 1917, 1920, 1945), в которых приводятся материалы по морфологии и происхождению рельефа, древнему оледенению и новейшей тектонике Горного Алтая. Гранэ считал, что пенеплен, созданный в донеогеновое время несколькими циклами эрозии, в конце плиоцена был поднят в виде щита. Это поднятие вызвало эрозионное расчленение территории и формирование ее основных орографических черт. В своих первых работах Гранэ высказывался в пользу одного оледенения, а впоследствии пришел к выводу о возможности трех-четырех ледниковых эпох. Однако, признавая

отсутствие доказательств четких межледниковий, он считал этот вопрос открытым.

Таким образом, первые специальные исследования древнего оледенения Алтая показали всю сложность этого вопроса и положили начало продолжающемуся до сего времени научному спору о количестве, морфологии и масштабах древних оледенений.

Надо отметить, что, выделяя древние оледенения, Гранэ старался применить к ледниковым отложениям Алтая альпийскую схему подразделения четвертичного периода. Подобный подход в работах И. Г. Гранэ, а позже и в некоторых других работах, не способствовал правильному решению вопросов стратиграфии четвертичных отложений.

Особенно ценными исследованиями первого этапа являются работы В. А. Обручева (1914, 1915, 1927, 1936, 1947, 1948), в которых он рассмотрел две основные проблемы: новейшую тектонику и древнее оледенение Алтая. Выясняя соотношение современного рельефа и тектонического строения территории, В. А. Обручев указывал, что «Алтай в своем современном виде не является непосредственным результатом палеозойских складчатых дислокаций. Алтай, как система складчатых гор, давно уже не существует — он исчез с лица земли» (1915, стр. 52). Давая такое заключение о несоответствии современного рельефа древнему геологическому строению, В. А. Обручев, однако, отмечал связь кайнозойских дислокаций с древним структурным планом. Время проявления тектонических движений, создавших современный рельеф Алтая, он считал в своих первых работах мезозойским, а позже он пришел к выводу о третичном возрасте орогенических движений. В. А. Обручев выступает сторонником молодой дизъюнктивной тектоники, приписывая ей определяющую роль в формировании рельефа Алтая: «не древние складки обусловили этот рельеф — они давно уже абрадированы и превращены в почти-равнину, а именно сбросы, превратившие всю страну в сочетание горстов и грабенов» (1915, стр. 23). В. А. Обручев наметил зоны основных неотектонических нарушений, указал на пространственную связь котловин Горного Алтая, вытягивающихся цепочками между поднимающимися горстовыми блоками хребтов, провел неотектонический анализ современного рельефа, наметив оси основных поднятий и прогибов и составил первую схему новейшей тектоники Горного Алтая.

Свой взгляды на древнее оледенение В. А. Обручев сформулировал в первом томе «Алтайских этюдов» (1914), где он приходит к выводу о двукратном оледенении Алтая. В более поздних работах В. А. Обручев допускал возможность большего количества оледенений, причем он придавал большое значение новейшей тектонике в отношении возникновения древнего оледенения, положения его центров, морфологии и распространения ледниковых образований. Им справедливо указывается, что только благодаря обилию высокоподнятых участков поверхности выравнивания древнее оледенение на Алтае «могло получить свой исключительный по грандиозности масштаб» (стр. 69). В Курайской и Чуйской котловинах В. А. Обручев описал береговые формы древних озер и на основании соотношения озерных и ледниковых отложений предположил несколько периодов в развитии озерных бассейнов. Он дал объяснение нахождению крупных эрратических глыб в Курайской и Чуйской котловинах, которые считал, как и В. В. Сапажников, вынесенными в степь «плавающими льдами», отколовшимися от концов древних ледников.

Работы В. А. Обручева подводят итоги первого этапа изучения кайнозоя Горного Алтая. Им были поставлены основные вопросы в этой области и намечены пути их решения.

Второй этап изучения Горного Алтая начинается уже после Октябрьской революции и гражданской войны, в конце 20-х годов. Он отличается развитием общегеологических исследований. Работы этого времени выясняют основу геологического строения территории Горного Алтая. Поиски полезных ископаемых способствовали главным образом изучению палеозойских отложений. Появляется целый ряд крупных работ по стратиграфии и тектонике коренных пород, металлогении и полезным ископаемым Горного Алтая. Освещаются в печати также и некоторые вопросы стратиграфии кайнозоя, древнего оледенения и новейших движений. Весьма интересные материалы по геоморфологии и древнему оледенению Восточного Алтая содержатся в работах Л. И. Семихатовой (1928, 1938), а для других районов Алтая — у К. Г. Тюменцева (1935), С. А. Яковлева (1939), Ю. А. Кузнецова (1939), С. Ф. Дубинкина (1940) и др.

Особенно большое значение как для познания всего геологического строения Алтая, так и для выяснения закономерностей накопления рыхлых отложений имеют исследования В. П. Нехорошева. Уже в своих первых работах В. П. Нехорошев уделял большое внимание вопросам новейшей тектоники. Полемизируя с В. А. Обручевым, он отмечал, что вывод о главенствующей роли дизъюнктивных дислокаций в создании современного рельефа не является полностью верным. «Главными факторами в создании современного рельефа Алтая является эпейрогенезис и его логическое завершение — эрозия. Дизъюнктивная дислокация играет второстепенную роль в виде создания отдельных деталей рельефа. Известное отражение в современном рельефе имеет и древняя складчатость»... (Нехорошев, 1926, стр. 30). Позднее В. П. Нехорошев несколько изменил свою первоначальную точку зрения, уделив большое внимание разрывным нарушениям. Детально разбирая последовательность проявления новейших движений, он пишет: «В однородно консолидированных участках земной коры... общее поднятие неизменно должно сопровождаться еще более отчетливо выраженными глыбовыми движениями как по старым омоложенным, так и по вновь возникшим разломам. Поэтому в оформлении современного рельефа в области поднятий пенепленизированных палеозойских и мезозойских складчатых зон такие перемещения по разломам играют ведущую роль» (Нехорошев, 1959, стр. 164).

Таким образом, В. П. Нехорошев выделил как бы два этапа в проявлении новейших движений. Вначале — общее сводовое поднятие пенепленизированного складчатого основания по широтной оси, затем, при возрастании напряжений, неоднородное складчато-глыбовое палеозойское основание начинает реагировать на поднятие разрывами своей поверхности. Последние в это время приобретают главенствующую роль. Так как ось новейших поднятий не совпадала с простиранием палеозойских структур, то «это обусловило неравномерность глыбовых перемещений не только по расколам, близким к широтным, ... но в то же время возобновились подвижки по наиболее глубокому и «долгоживущим» старым палеозойским разломам, имеющим северо-западное простираение» (Нехорошев, 1961, стр. 334—335). Это сочетание новейших дислокаций двух направлений, как будет показано ниже, имеет особенно большое значение для территории Юго-Восточного Алтая.

В. П. Нехорошев (1959) выделил три основные фазы новейших движений: наиболее древнюю — доледниковую, среднюю, проявившуюся до последнего оледенения, и наиболее молодую — послеледниковую. Первая фаза была наиболее интенсивной, к этому времени относятся основные движения по разломам и смятие в складки третичных осадков у подножия Курайского хребта. В. П. Нехорошев указывает, что движения имели не только вертикальный, но и надвиговый характер, запечатленный в виде надвигов палеозоя на третичные отложения.

Вопросы древнего оледенения в работах В. П. Нехорошева менее разработаны. Он подчеркивал вероятность двух древних оледенений. По его мнению, первое оледенение началось на Алтае в то время, «когда речная сеть только наметилась и речные долины не были выражены достаточно глубоко» (Нехорошев, 1932, стр. 23). Это оледенение было полупокровным, а на Юго-Восточном Алтае, в бассейне рек Чулышман и Башкаус, оно имело характер щита, без обособившихся центров питания. Ошибочным является вывод В. П. Нехорошева о том, что древние ледники выходили на предалтайскую равнину и оканчивались где-то у г. Бийска.

В настоящее время появилось достаточно много работ, показывающих значительно меньшие масштабы древнего оледенения, чем предполагал Нехорошев.

В 30—40-х годах проводятся исследования отдельных районов Юго-Восточного Алтая (Ф. Н. Шахов, Л. Н. Краевская, И. Н. Звонарев и др.). Наиболее интересными для стратиграфии кайнозоя были работы А. В. Аксарина (1937, 1938) на бурогольных месторождениях Чуйской котловины. Аксарин разделил третичные отложения на четыре горизонта (снизу вверх): конгломератовый, гастроподовый, остракодовый и угленосный. Выше несогласно залегают мощные делювиально-пролювиальные отложения. Из угленосного горизонта были собраны многочисленные растительные остатки, определенные В. А. Хахловым и П. А. Никитиным. Согласно палеофлористическим материалам, Аксарин отнес всю третичную толщу к эоцен — олигоцену, а пролювиально-делювиальный комплекс — к неогену. Попутно с изучением третичных толщ А. В. Аксарин собрал материал и по ледниковым отложениям рек Чаган-Узун и Чаган, отнес их к двум ледниковым горизонтам. Он отметил также несколько этапов проявления молодых движений на Алтае, отнес их, по схеме М. А. Усова (1936), к пиренейской, гельветской, валахской и рисской фазам альпийского тектогенеза.

В 1937 г. тематические исследования третичных отложений Алтая проводила Е. Н. Шукина. Ею был составлен весьма близкий, но более детальный разрез третичных отложений Чуйской и Курайской впадин. Вся третичная толща была расчленена Шукиной на два комплекса. Нижний комплекс, залегающий на коре выветривания, представлен (снизу вверх) базальной, мергельной, песчано-конгломератовой и угленосной свитами. Верхний комплекс представлен мощной толщей пролювиальных осадков. К олигоцену Е. Н. Шукина отнесла только базальную свиту; мергельную, песчано-конгломератовую и угленосную свиты она считала миоценовыми или даже миоцен-плиоценовыми. Возраст верхнего комплекса определялся условно плиоценом, хотя допускался и более молодой — нижнеплейстоценовый. Шукиной была выполнена также большая работа по четвертичным отложениям и истории развития рельефа рек Чуи, Средней и Нижней Катунь.

Из работ, посвященных кайнозойской истории Юго-Восточного Алтая, необходимо отметить работу Б. Ф. Сперанского (1937). В ней на основании небольшого фактического материала, вынесенного, по признанию автора, из «более чем беглых наблюдений», рисуется картина резкой перестройки рельефа Алтая в четвертичное время. По его мнению, Алтай как горная страна был создан движениями чуть ли не в середине четвертичного времени. С этими движениями связано изменение направления стока рек Юго-Восточного Алтая, спуск в Монголию гигантских озер. Б. Ф. Сперанский выделяет на Юго-Восточном Алтае четыре ледниковые эпохи, разделенные межледниковьями. Оледенение каждой из этих эпох имеет свою, отличную от других, морфологию, характеризуется определенной силой экзарационного воздействия, своими формами выработанного рельефа — трогами и ложбинами. Первые два оле-

денения относятся к полупокровному типу, развивавшемуся в условиях слабо расчлененного рельефа, два последующих — к долинному. Подобное подразделение ледниковых эпох, сделанное на основании одной морфологии ледниковых форм, не могло явиться убедительным.

Из целого ряда работ (Обручев, 1915; Гранз, 1915, 1916; Нехоршев, 1932; Шукина, 1953, 1960; Ефимцев, 1961^{1,2}; Раковец, Шмидт, 1963) известно, что оледенение Горного Алтая в разных районах в одно и то же время отличалось многообразием типов — от карового и долинного до покровного. Неверным является также выделение в пределах Чуйской и Курайской котловин ледоёмов, которые Б. Ф. Сперанский рассматривает как колоссальные вместилища льда, спускавшегося в них с окружающих гор.

В конце тридцатых годов на Алтае проводят специальные геоморфологические исследования М. С. Калецкая, Л. А. Рагозин, И. М. Мягков, Л. Н. Ивановский. В ряде своих работ послевоенного времени Л. Н. Ивановский (1942, 1953, 1956, 1957, 1961, 1962) разбирает вопросы соотношения новейших структур с террасами долины р. Чуи, подробно останавливается на палеогеографии последнего оледенения. Весьма ценными являются исследования Ивановского по синхронизации стадий последнего оледенения.

Третий (послевоенный) этап исследований знаменуется широким распространением площадных геологических съёмок и поисковых работ, применением специальных методов геологических исследований (аэрофотосъёмка, геофизика, бурение). Эти работы дают богатый фактический материал для постановки специальных тематических работ по кайнозойским отложениям. Появляются стратиграфические сводки как по Алтаю в целом, так и по отдельным его районам. Указанные работы проводят экспедиции Западно-Сибирского геологического управления, Всесоюзного аэрогеологического треста, Академии наук СССР, Томского университета и других организаций.

А. И. Москвитин (1946) в критической статье «Алтайские ледоёмы» разбирает два основных вопроса — о характере и масштабах древнего оледенения и проявлении новейших тектонических движений на Алтае. Он резко преувеличивает размеры древнего оледенения, считая, что оно носило на Алтае покровный характер и распространялось далеко на северо-запад, на Предалтайскую равнину. Москвитин пишет, что впадины Юго-Восточного Алтая — Чуйская, Курайская и другие служили грандиозными вместилищами ледяных масс — ледоёмами, из которых льды через перевалы в окружающих хребтах перетекали в соседние долины. Эти построения не получили подтверждения в дальнейших работах. В вопросах новейшей тектоники А. И. Москвитин придерживается мнения о более древнем возрасте движений, создавших рельеф Алтая. Он отмечает нелогичность высказываемых В. П. Нехорошевым, и особенно Б. Ф. Сперанским, взглядов о четвертичном образовании впадины Телецкого озера, хребтов Чихачева и Сайлюгема.

Несколько лет на Алтае продолжала исследование Е. Н. Шукина, частично совместно с Л. Д. Шорыгиной. Результаты этих исследований были изложены в сводной работе (1953) и в ряде статей (1954, 1956, 1960). Е. Н. Шукиной дана законченная стратиграфическая схема кайнозоя Алтая, обоснованная богатым фактическим материалом. Особое внимание она посвятила стратиграфии четвертичных, главным образом ледниковых отложений, среди которых выделяются горизонты, соответствующие четырем оледенениям — башкаусскому, катунскому, майминскому, чибитскому (аккемскому). Шукина описала опорные разрезы антропогена горных и предгорных районов Алтая и провела корреляцию выделенных горизонтов от высокогорных областей по долинам рек к предгорьям, где они имеют палеонтологическое обоснование.

Башкауский горизонт на Юго-Восточном Алтае описан Шукиной в двух разрезах — по рекам Кубадру и Чаган, где он, по ее мнению, представлен моренными бурыми валунно-галечными супесями, суглинками и слоистыми песчано-галечными водно-ледниковыми отложениями. Для этой толщи характерна сильная выветрелость галечников и ожелезненность отложений. Масштабы и тип древнейшего оледенения неясны, хотя ледниковый материал, по мнению Шукиной, достигал предгорий, где фациально замещался аллювиальными и озерными отложениями. Возраст этого оледенения определяется как эоплейстоценовый (миндельский) на основании залегания аллювиальных отложений, являющихся страгиграфическими аналогами ледниковых толщ, под осадками с хазарским комплексом фауны, что имеет место в Приобье.

Два других ледниковых горизонта — катунский и майминский — имеют наиболее широкое распространение на Горном Алтае. Литологически эти толщи резко отличаются от башкаусской морены и представляются типичными моренами и водно-ледниковыми осадками серого и палево-серого цвета. Е. Н. Шукина считает, что «по резко отличным контурам площадного распространения можно уверенно говорить о самостоятельности этих двух горизонтов плейстоценовых морен» (1960, стр. 154). Возраст катунского оледенения определяется Шукиной как среднечетвертичный. Относительно возраста майминского оледенения взгляды Шукиной менялись. В монографии (1953) это оледенение относилось ею к верхнечетвертичному времени, а в последней работе (1960) — к среднечетвертичному. Отложения чибитского (аккемского) оледенения распространены только в высокогорных хребтах.

Большое внимание уделяется в работах Шукиной вопросам новейшей тектоники. Ею были описаны дислокации третичных и нижнечетвертичных отложений у подножия Курайского хребта в Чуйской и Курайской котловинах. Основная фаза проявления новейших движений справедливо относится к границе между третичным и четвертичным временем. Шукина указала на тесную зависимость кайнозойского осадконакопления от новейших тектонических движений.

В дальнейшем, при накоплении нового фактического материала, Шукина внесла в некоторые свои прежние представления коррективы, которые будут рассмотрены нами в соответствующих главах. Однако сама работа Шукиной не потеряла своего значения и остается наиболее крупной сводной работой по геологии кайнозоя Алтая.

В 50-х годах на Юго-Восточном и Центральном Алтае проводила тематические исследования группа сотрудников Томского университета (М. В. Тронов, Л. Н. Ивановский, В. Е. Попов, З. А. Титова). Их работы носят главным образом гляциологический и геоморфологический характер и посвящены последнему оледенению и разбору стадий его отступления.

Работы ЗСГУ, проведенные на территории Юго-Восточного Алтая, способствовали накоплению нового фактического материала по геологии и тектонике кайнозоя. Геофизические и буровые работы, проводившиеся Б. Ф. Алексеенко, Н. Н. Васильевым и В. С. Яковчуком в 1959—1961 гг., позволили выяснить глубинное строение Чуйской межгорной впадины. Исследования В. А. Ласькова, В. П. Сергеева и В. В. Зыбина выявили ряд новых мест развития третичных отложений, детализировали их тектонику, выяснили перспективность на полезные ископаемые. Работы В. Е. Бурлакина и П. М. Бондаренко дали ценный материал по новейшей тектонике района Курайского хребта.

Особое место в изучении геологии кайнозоя Горного Алтая занимают многолетние исследования, проводимые коллективом геологов Всесоюзного аэрогеологического треста (М. Х. Аникина, Г. А. Беляева, И. И. Белостоцкий, Г. Ф. Лунгерсгаузен, Г. М. Максимова, А. И. Музис, О. А. Ра-

ковец, В. Н. Тихомиров, М. Г. Петросьянц и др.). В этих исследованиях в 1954—1959 гг. принимал участие и автор настоящей работы. Основные результаты этих работ излагаются в ряде статей Г. Ф. Лунгерсгаузена и О. А. Раковец (1957, 1958, 1961_{1,2}), посвященных стратиграфии кайнозоя и новейшей тектонике Алтая. Они выделяют снизу вверх по разрезу карачумскую (верхний палеоген), кошагачскую (миоцен) и туерыкскую (мио-плиоцен) свиты. Авторами впервые выделены кызылгирская (средний — верхний плиоцен) свита, содержащая моллюски левантинского типа. Лунгерсгаузен и Раковец приводится также первая палинологическая характеристика выделенных свит. Выше залегает мощная пролювиальная толща, которая подразделяется на нижне- и верхнебекенскую подсвиты и относится к верхнему плиоцену — нижнему плейстоцену. В более поздней работе Лунгерсгаузен и Раковец (1961₂), помимо этих двух подсвит, выделяют еще терекскую свиту, ранее считавшуюся аналогом верхнебекенской подсвиты. К отложениям нижнего плейстоцена относится толща бурых галечников по р. Кубадру. В ранних работах (1957, 1958) она параллелизовалась с верхнебекенской подсвитой, и определенного вывода о ее генезисе не делалось; в работе 1961 г. авторы выделяют ее в более высокий (нижнеплейстоценовый) стратиграфический горизонт и считают наиболее древней (миндельской) мореной Горного Алтая.

Ледниковые отложения плейстоцена подразделяются Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1958) на два горизонта, отвечающие максимальному (средний плейстоцен) и постмаксимальному (верхний плейстоцен) оледенениям. В работе 1961 г. указывается, что первое оледенение имеет две самостоятельные стадии.

Вопросы новейшей тектоники разбираются подробно в другой работе Г. Ф. Лунгерсгаузена и О. А. Раковец (1961₁). В ней авторы, исходя из современного высотного положения останцов древней поверхности выравнивания, оценивают суммарную амплитуду неоген-четвертичных поднятий в 3000—3500 м. Выделяется несколько этапов проявления новейших движений: «а) слабые движения в конце палеогена и в миоцене; б) движения в конце плиоцена и в начале четвертичного периода; в) движения после эпохи максимального (среднечетвертичного) оледенения; г) движения после главной фазы постмаксимального (верхнечетвертичного) оледенения; современные (собственно послеледниковые) движения» (стр. 207). Основная фаза новейших движений приходится на рубеж между неогеном и четвертичным периодом. Несколько преувеличенное, на наш взгляд, значение отводится среднечетвертичным движениям, с которыми связывается образование Телецкого озера и резкое врезание долины р. Чулышман. Лунгерсгаузен и Раковец выделяют на Алтае две основные оси поднятий. Одна, «субширотного направления, охватывает Катунский, Чуйский хребты; вторая, еще более обширная, вытянута в субмеридиональном направлении и включает Чулышманское плоскогорье, хребты Чихачева, Шапшальский и Курайский, частично Чуйскую степь и т. д.» (стр. 209). Субширотное направление новейших структур Алтая было выделено ранее В. П. Нехоршевым (1939, 1959, 1961) и В. А. Кузнецовым (1952, 1954) и достаточно четко аргументировано. Идея о субмеридиональном направлении новейших дислокаций является новой в литературе по Алтаю, однако она, как будет показано в соответствующих главах, весьма слабо обоснована авторами.

С 1953 по 1956 г. на территории Западной Тувы и в Восточном Алтае проводил исследования Н. А. Ефимцев (1958, 1959, 1961_{1,2}). Он впервые описал третичные угленосные отложения в Джулукульской котловине, выделил эоплейстоценовые (верхнеплиоценовые) отложения аллювиального и пролювиального типов, а также специально рассмотрел вопрос об эоплейстоценовом оледенении. На основании детального изучения

разреза по р. Кубадру он пришел к выводу об аллювиальном происхождении толщи бурых галечников, относимых рядом исследователей к древнейшей (башкаусской) морене.

Основное внимание Н. А. Ефимцевым было уделено проблеме древнего оледенения, палеогеографии ледникового периода и истории развития рельефа. Ефимцев выделяет два ледниковых горизонта, относящихся соответственно ко второй половине среднего и к верхнему плейстоцену. Он отмечает, что характер межледниковых отложений и условия их сохранения в горных районах существенно иные, чем на равнине, и выступает против отнесения ленточных озерно-ледниковых глин, нередко залегающих между моренами, к межледниковым отложениям. Необходимо отметить слабое стратиграфическое (в частности, почти полное отсутствие палеонтологического) обоснование выделенных горизонтов, что является недостатком этой работы.

В данной главе мы кратко рассмотрели историю исследования кайнозойских отложений и новейшей тектоники Юго-Восточного Алтая. Необходимо отметить, что, несмотря на длительный срок изучения и на большое количество исследователей, побывавших на Юго-Восточном Алтае, многие вопросы кайнозойской геологии еще далеки от разрешения. Более детально разработана стратиграфия палеогеновых, неогеновых и эоплейстоценовых отложений Чуйской впадины, однако их разобщенные выходы в разных котловинах не увязаны друг с другом, не проведено их сопоставления с одновозрастными отложениями на сопредельных территориях, еще недостаточным является палеонтологический материал для обоснования возраста выделенных свит. Существующие стратиграфические схемы четвертичных отложений часто противоречат друг другу, разные авторы выделяют от одного до четырех-пяти оледенений. Стратиграфия других генетических типов четвертичных отложений разработана еще менее полно. Намечены лишь основные вопросы новейшей тектоники: соотношение молодых кайнозойских и древних палеозойских структур, этапность проявления новейших движений и их интенсивность. В большинстве приводимых работ отсутствует описание связи кайнозойского осадконакопления с новейшими движениями, не выяснены закономерности процесса накопления и распределения разных генетических типов осадков в условиях активных молодых движений, не дана морфология молодых структур.

Такое состояние изученности геологии кайнозоя Горного Алтая обязывало автора настоящей работы критически проанализировать имеющийся фактический материал, собрать новые недостающие данные и разобрать все это в своей работе.

Глава II

СТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОГЕНОВЫХ И НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Палеогеновые и неогеновые отложения на Юго-Восточном Алтае наиболее широко развиты в межгорных впадинах. Впервые они были описаны в Чуйской котловине, а в дальнейшем обнаружены почти во всех остальных — в Курайской, Самахинской и Джулукульской. Их наличие предполагается также в Улаганской и Бертекской котловинах, на что указывает переотложенная третичная пыльца, встречаемая в четвертичных осадках.

Условия образования отложений верхнего палеогена, миоцена и плиоцена, представленных главным образом озерными и озерно-аллювиальными фациями, позволяют локализовать области их накопления контурами современного распространения, т. е. примерно пределами межгорных впадин и их окраинных частей. Поэтому предположение В. П. Нехорошева (1932) и Б. Ф. Сперанского (1937) о прежнем площадном развитии третичных отложений на всем Горном Алтае и их последующей денудации представляется неверным. Палеогеновые и неогеновые отложения выполняют преимущественно центральные части впадин и обычно бывают погребены под чехлом более молодых отложений. Благодаря тому, что большинство впадин имеет асимметричное строение, наибольшие мощности осадков приурочены к их более прогнутым северным и северо-восточным частям. В пределах Чуйской впадины мощности палеогеновых и неогеновых осадков по данным вертикально электрозондирования достигают до 700 м, в Курайской — предположительно до 300 м, а в Джулукульской — не менее 200—250 м. Хорошие естественные обнажения этих пород имеются лишь в прибортовых частях котловин.

До последнего времени публиковались сведения о третичных отложениях главным образом Чуйской котловины. По разрезам ее северо-западной части были построены стратиграфические схемы А. В. Аксарина, Е. Н. Щукиной, Г. Ф. Лунгерсгаузена и О. А. Раковец. О третичных отложениях других котловин сообщалось довольно кратко. Кроме того, почти не привлекался материал бурения и геофизических исследований, проведенных лишь в самое последнее время в Чуйской котловине.

В настоящей работе приводится описание палеогеновых и неогеновых отложений и дается их сопоставление для всей территории Юго-Восточного Алтая, впервые также используются буровые и геофизические материалы, освещающие глубинное строение некоторых впадин. Приводятся новые палеозоологические (моллюски, рыбы, млекопитающие) и палеофлористические (пыльца, карпология) материалы; на основании литолого-минералогического изучения разрезов и кернового материала

намечаются критерии их стратиграфического расчленения. Изучение фациально-генетических особенностей третичных отложений в различных структурных и геоморфологических областях позволяет выяснить условия их формирования в связи с проявлением новейших тектонических движений.

Палеогеновые и неогеновые образования Юго-Восточного Алтая можно подразделить на два комплекса или две серии, достаточно резко различных по условиям накопления и литологии друг от друга. К первому комплексу, или серии, относятся кора выветривания нижнепалеогенового возраста и пролювиально-озерные галечно-песчаные образования — продукты ее переотложения, выделенные в карачумскую свиту верхнего палеогена. Второй комплекс (серии) образуют озерные и аллювиально-озерные глинисто-карбонатные и угленосные толщи миоцена — нижнего плиоцена. В него входят кошагачская и туерыкская свиты, по Г. Ф. Лунгерсгаузену и О. А. Раковец, или, соответственно, угленосная и мергельная, по Е. Н. Шукиной.

Чтобы не вносить путаницы в синонимiku описываемых горизонтов, мы считаем правильным сохранить существующие названия свит, предложенные Г. Ф. Лунгерсгаузену и О. А. Раковец (1958), но при описании будет указываться разница в понимании нами их объема, возраста и стратиграфического положения.

Прежде чем перейти к описанию выделенных свит, кратко остановимся на характеристике коры выветривания. Древняя кора выветривания на Юго-Восточном Алтае была описана А. В. Аксариным (1938), Е. Н. Шукиной (1953, 1956, 1960), Г. Ф. Лунгерсгаузену и О. А. Раковец (1958, 1961₂), Н. А. Ефимцевым (1961_{1,2}) и Е. В. Девяткиным (1960). Е. Н. Шукина (1956) выделяла в пределах Алтая три разновозрастные коры выветривания — мезозойскую, палеогеновую и верхнеплиоценовую. Наши материалы по Юго-Восточному Алтаю позволяют выделить палеогеновую и предположительно эоплейстоценовую кору выветривания.

Палеогеновая кора выветривания (el Pg)

Палеогеновая кора выветривания наиболее полно сохранилась под кайнозойскими отложениями в межгорных впадинах Юго-Восточного Алтая. В обнажениях и скважинах видно, что кора выветривания была сформирована на сравнительно неровной поверхности донеогенового рельефа. Его относительное расчленение достигало не менее 300—500 м, хотя сам рельеф отличался значительной мягкостью и сглаженностью форм. Так, в северо-западной части Чуйской котловины, в низовьях рек Чаган-Узун, Кызыл-Чин, Ак-кая и Туерык кора выветривания развита на неровной, «мелкосопочной» поверхности коренных пород. Склоны отдельных поднятий достигают 10—15° наклона. На вершинах останцев сохранились часто лишь «корни» коры выветривания, представленные рыхлыми обеленными, каолинизированными, но сохранившими первичную текстуру коренными породами. Мощность этих выветрелых пород, наблюдаемая в обнажениях, шурфах и скважинах в районе горы Красной, достигает 2—3 м. В понижениях между останцами под неогеновыми осадками разрезы коры выветривания представлены более полно, достигая 6—8 м мощности. В скважинах 101, 103, 107, 108, расположенных у южного борта Чуйской впадины, мощность коры выветривания и продуктов ее ближнего переотложения достигает 10—12 м.

Наши выводы о сравнительно расчлененном рельефе, существовавшем во время формирования палеогеновой коры выветривания, не вполне согласуются с мнением Е. Н. Шукиной (1956), считающей, что образование коры и накопление озерно-аллювиальных неогеновых осадков происходило в условиях равнинного рельефа. Однако в своей более поздней

работе Е. Н. Шукина подчеркивает, что «третичные отложения в Горном Алтае залегают на неровной, резко размытой поверхности дислоцированных пород палеозоя, выполняя и частично перекрывая древний доверхнеолигоценовый и миоценовый рельеф» (1960, стр. 146). Б. Ф. Сперанский также указывает на довольно оживленный рельеф ложа озерно-болотных отложений неогена, обладающего деталями типичного эрозийного рельефа.

Исходя из имеющихся материалов по окраинам Чуйской, Джулукульской и других межгорных впадин Юго-Восточного Алтая, можно сделать заключение, что рельеф во время образования нижнепалеогеновой коры выветривания был мелкопочным, слабо- и среднерасчлененным, с пологими склонами, допускавшими формирование рыхлых продуктов выветривания. Этот рельеф образовывал единую денудационно-эрозионную поверхность, развитую на палеозойских породах, относительное расчленение которой достигало не менее 350—500 м.

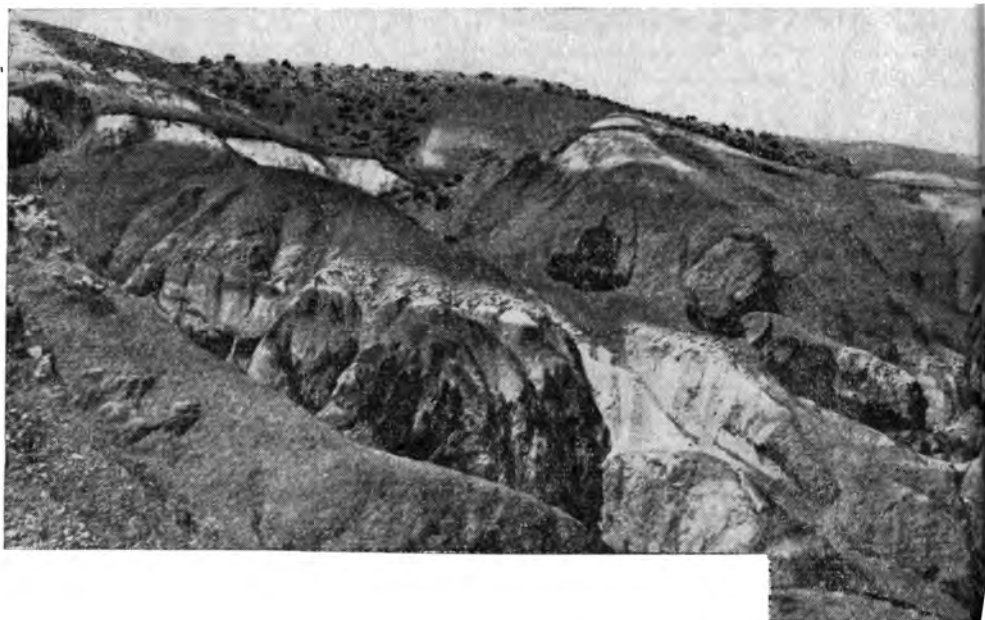
Подобный характер палеогенового рельефа предполагается рядом авторов для смежных районов Алтая. Так, И. С. Чумаков (1957, 1958) указывает, что в Рудном Алтае палеогеновая кора выветривания фиксируется в области древнего погребенного среднегорного рельефа с амплитудами расчленения до 300—400 м. К. В. Никифорова (1960) для нагорья Бет-Пак-Дала и Улутауских гор также указывает на весьма неровный, хотя и достаточно сглаженный эрозионный рельеф, существовавший во время формирования коры выветривания. Мощность и полнота развитого профиля коры, так же как и на Алтае, определяются, во-первых, ее высотным положением, во-вторых, новейшими тектоническими движениями, предопределившими процессы сноса продуктов выветривания на поднимающихся участках и аккумуляции их в областях относительных опусканий. Сведения о довольно расчлененном донеогеновом рельефе приводятся для Западной Тувы Л. Д. Шорыгиной (1960), а также Н. А. Ефимцевым (1961₂), который прямо делает выводы о том, что древний рельеф этой территории не был равнинным, а представлял собой «горный с мягкими очертаниями рельеф, с широкими долинами, врезанными нередко на глубину до 400—600 м, и пологими водоразделами» (стр. 121).

В Чуйской котловине лучшие разрезы коры выветривания вскрываются в обнажениях на западной и северной ее окраинах, в районе нижнего течения р. Чаган-Узун и его левых притоков — рек Кызыл-Чина, Ак-Каи, Талды-Дюргуна. Отдельные выходы коры выветривания прослеживаются вдоль всего северного борта котловины, в верховьях долин Туерык, Бекен, Джаган-Терек. Отмечается кора выветривания и на востоке котловины, на левобережье р. Кызылшин. По южной окраине котловины обнажения коры выветривания наблюдаются на правобережье р. Тархаты у выхода ее в степь, в среднем течении долины р. Кок-Узек, в долине р. Кызкыноор. Буровые скважины вскрыли кору выветривания на дне Чуйской котловины под покровом палеогеновых и неогеновых отложений.

Наиболее полный разрез коры выветривания представлен в обнажении левого берега р. Кызыл-Чин в 2 км выше устья р. Ак-Кая (фиг. 2, 3). Кора выветривания развита здесь на красноцветных песчаниках и алевролитах среднего девона. Снизу вверх обнажаются:

Мощность
м

- | | |
|---|---------|
| 1. Красноцветные песчаники и алевролиты, стоящие почти на головах, сильно трещиноватые, вверх постепенно теряют свою красноцветную окраску, становясь буроватыми, более рыхлыми и постепенно переходят в песчанистые дресвяники | 6,0 |
| 2. Суглинки бесцветные, сохраняющие первичные текстуры коренных пород, обогащенные гидроокислами железа, образующими темно-бурые стяжения лимонита неправильной формы | 0,5—2,5 |



Фиг. 2. обнажение по р. Кызыл-Чин. Видна кора выветривания (А), перекрытая отлым горизонтом галечни

- | | |
|---|-----|
| 3. Суглинки белые, плотные, оскольчатые, каолинизированные, с отдельными зернами кварца, постепенно переходящие вверх в глины | 3,5 |
| 4. Глины ярко-белые, плотные, пачкающие, раскалывающиеся на крупные обломки неправильной формы | 2,0 |
| 5. Глины буровато-малиновые, сменяющиеся выше кирпично-красными, рыхлыми глинами. Окраска распределена неравномерно, отдельными «карманами» заходит в нижний горизонт | 0,7 |

Выше на размытой поверхности глин коры выветривания залегает слой базального конгломерата карачумской свиты верхнего олигоцена. Площади развития коры выветривания отличаются обычно яркими окрасками. На терригенных породах среднего и верхнего девона кора выветривания имеет бурую, красную, розовую, белую и желтую окраску; на метаморфических сланцах кембрия и ордовика — бурые и желтоватые цвета; на средних эффузивах кембрия и серпентинитах — зеленовато-серые и голубоватые.

Кора выветривания на серпентинитах вскрыта рядом скважин и шурфов в районе р. Талды-Дюргун (западная оконечность Чуйской впадины). Здесь скв. 9 вскрыла сверху вниз:

- | | Глубина, м |
|--|------------|
| 1. Глины серые, зеленовато-серые, мягкие, жирные на ощупь, содержащие разрушенные кварцевые прожилки | 34,6—39,0 |
| 2. Глины светло-зеленые с отдельными обломками плотных слабоветрелых серпентинитов | 39,0—41,0 |
| 3. Серпентиниты зеленовато-светло-серые, трещиноватые, в верхней части рыхлые и переходящие постепенно в глины | 41,5—43,0 |

Выше постепенно в глинах появляется слоистость, отдельные прослои становятся обогащенными слабо окатанными обломками серпентинитов и других пород. Это указывает на переотложение продуктов выветривания и позволяет отнести вышележащую толщу уже к карачумской свите.

На правобережье р. Чуи, в районе Красной Горки, кора выветривания (и продукты ее переотложения) залегают под неогеновыми и четвер-



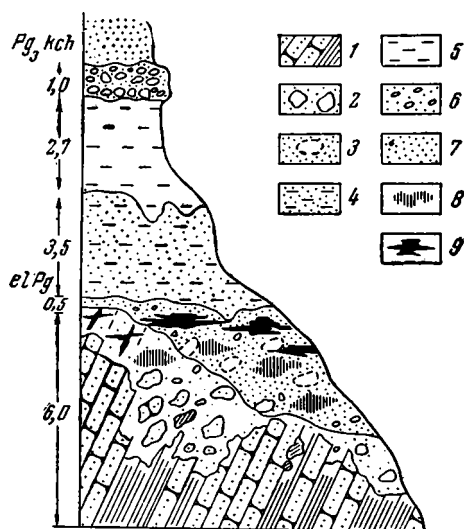
ми карачумской свиты (Б), с базальнованием (В)

тичными осадками. По буровым профилям установлено, что их мощность увеличивается в понижениях древнего рельефа до 20—30 м и резко (до 1—2 м) сокращается на выступах коренных пород.

Кора выветривания под мощным (до 300 м) покровом кайнозойских отложений вскрывается скважинами, пробуренными в разных местах вдоль южной окраины Чуйской впадины. Мощность ее достигает 10—12 м, а общий характер строения таков же, как и в обнажениях по западной окраине Чуйской впадины.

Нередко наблюдается кора так называемого «линейного типа», которая бывает приурочена к тектоническим контактам или границам литологических разностей пород. Так, западнее пос. Чаган-Узун, в районе г. Пайбюре Л. П. Зеликовский (устное сообщение) наблюдал кору выветривания, развитую в зоне контакта известняков и серпентинитов. Она представлена щебнистыми осветленными глинами мощностью до 6 м, пронизанными жилами магнезита. В верховьях р. Бекен кора выветривания девонских песчаников, представленная розовыми и малиновыми глинисто-щебнистыми образованиями, обнажается вдоль разлома, отделяющего породы палеозоя от неогеновых отложений туерьской свиты. Полоса этих образований достигает ширины в несколько метров и с перерывами прослеживается к востоку в долинах рек Джаган-Терек, Табошак и Кок-Саир. Выходы коры выветривания связаны с молодыми тектоническими подвижками вдоль южного борта Курайского хребта, в результате которых вдоль взбросовых нарушений эти образования оказались выведенными на поверхность. Такие же обнажения коры выветривания в зонах тектонических контактов наблюдались Е. Н. Щукиной (1956) в восточной части Чуйской котловины, в 8 км западнее пос. Кокуру.

При удалении от Чуйской впадины в горы образования коры выветривания встречаются все реже. Обычно сохраняются от денудации только нижние части профиля коры, представленные ожелезненными дресвяниками и щебеночниками, развитыми в понижениях древнего донеогенового рельефа. Подобные «корни» коры выветривания наблюдались нами в низовьях р. Бугузун, на левобережье р. Бар-Бургазы, на низкосопочных водоразделах рек Тархата — Кок-Узек, Ирбисту — Елангаш, в долине р. Кызкынор.



Фиг. 3. Разрез коры выветривания и отложенной карачумской свиты по р. Кызыл-Чин.

1 — красноцветные песчаники и алевролиты девона; 2 — дресвяники; 3 — пески с сильно выветрелыми обломками коренных пород; 4 — песчанистые неслоистые бурые суглинки; 5 — глины белые и бурые; 6 — базальный галечник карачумской свиты; 7 — белый каолиновый песок; 8 — ожелезнение в виде пятен; 9 — лимонит

в котором присутствуют обломки кварца. Вокруг обломочных зерен глинистая масса перекристаллизована и образует волнисто-гаснущие лентовидные скопления. Судя по термическим анализам глинистой фракции, основная масса глин представлена каолинитом с примесью гидрослюд и монтмориллонита. Присутствие последнего выявляется также при окрашивании глинистой суспензии солянокислым бензидином.

3. Глинистые образования верхней зоны обычно окрашены очень быстро — от кирпично-красных до ярко-белых тонов. Из первичных минералов в этой зоне сохраняются лишь кварц и серицит, вторично образованное глинистое вещество представлено главным образом каолинитом. Широко развита пигментация породы окислами железа.

Полный профиль коры выветривания наблюдается редко. Хорошо сохраняются только нижняя и частично средняя зоны коры выветривания. Верхняя часть профиля коры обычно размыта, а ее глинистые образования переотложены и представляют цементирующий материал в осадках пролювиальных фаций карачумской свиты верхнего палеогена.

В Курайской котловине, как и в Чуйской, нижнепалеогеновая кора выветривания наблюдается в пределах слабо расчлененного рельефа ее окраин. К северу от пос. Курай среди останцовых массивов меж-

Лито- и минералогическое изучение наиболее полных профилей коры выветривания, развитых на терригенных породах девона, позволило выделить в ней несколько зон:

1. Нижняя зона коры выветривания представлена трещиноватыми и ломкими, осветленными и слабо ожелезненными коренными породами. Минералогически породы изменены слабо, в них происходит гидратация слюдистых минералов, окисление железа и распределение его в виде пигмента в породе.

2. Выше коренные породы разлагаются до песчано-глинистой массы, в которую погружены отдельные куски более стойких к выветриванию разностей пород и минералов. В этой зоне еще наблюдаются первичные текстуры материнских пород, хотя порода почти целиком разложена и превращена большей частью в тонкочешуйчатый глинистый материал,

дуречья рек Кызыл-Таш — Баратал, сложенных известняками синия и песчано-алевролитовыми породами девона, кора выветривания встречается небольшими пятнами. Она представлена рыхлой белесовато-бурой глинистой массой с погруженными в нее выветрелыми обломками коренных пород. Ее мощность не превышает 3—5 м.

Образования коры выветривания наблюдались нами также к западу от пос. Курай, на междуречье рек Ак-Туру и Маша-Юл. В логу между высотами 1955,6 и 1679,5 м в карьерах вдоль лесовозной дороги видны ярко-бурые и белесовато-розовые рыхлые щебнисто-глинистые образования небольшой мощности (1—1,5 м), представляющие собой сильно выветрелый структурный элювий известняков.

Кора выветривания была также вскрыта скв. 323, 326, 328 в районе пос. Акташ (верхний) под неогеновыми и четвертичными отложениями значительной (до 250 м) мощности. По данным П. М. Бондаренко и В. П. Бурлакина, образования коры выветривания представлены ярко-бурыми и красноватыми глинами, песками со щебнем и с обломками выветрелых известняков и эффузивов. Наблюдается сильное ожелезнение этих образований и их постепенный переход в нижележащие коренные породы. Мощность коры выветривания и, возможно, продуктов ее перемыва достигает 10—12 м.

В Улаганской котловине кора выветривания развита менее широко. Впервые она была описана Е. Н. Щукиной (1956) у подножия Айгулакского хребта. Здесь на холмистой поверхности древнего денудационно-эрозионного рельефа в верховьях рек Эсконго и Чулекташ пестроокрашенные бурые глины, с включенными в них обломками рыхлых известняков и песчаников, выполняют неглубокие карстовые воронки и западины. Наблюдается интенсивное ожелезнение продуктов выветривания, мощность которых составляет 4—6 м.

Слабо расчлененный низкогорный рельеф Улаганской котловины способствовал сохранению коры выветривания. Однако ледниковые отложения, широко распространенные в этом районе, маскируют места ее развития. Сильно выветрелый обломочный материал из коры выветривания часто переполняет нижние горизонты четвертичных отложений. Так, в эоплейстоценовых аллювиальных песчаниках башкауской свиты по рекам Кысхыштубек и Кубадру содержится до 15—20% рыхлого обломочного материала из коры выветривания.

В Джулукульской котловине палеогеновая кора выветривания обнаружена в верховьях р. Карги под отложениями кошагачской свиты нижнего и среднего миоцена (Девягин, 1960). Она развита на гранитах, которые в нижних частях профиля коры осветлены, рассыпчаты, но сохраняют свою структуру. Выше граниты превращены в весьма рыхлую несвязанную песчано-глинистую массу, в которую погружены обломки кварца и полуразложившиеся куски гранитов. Отмечаются железисто-марганцовистые стяжения в виде прожилков и конкреций. Цвет пород изменяется вверх по разрезу от розовато-серого до буроватого. Мощность коры выветривания 2—3 м.

Подобные «корни» коры выветривания наблюдались на северном побережье оз. Кындыкты-Куль, а также на пологих склонах долины р. Мугун-Бурень. Кора выветривания, видимо, также развита в северной части Джулукульской котловины, где она перекрыта ледниковыми отложениями. Об этом можно судить по обогащению нижних горизонтов морен и водно-ледниковых отложений сильно выветрелыми валунами гранитов и метаморфических сланцев (верховье рек Чулышман, Артыш, Сайгоныш).

В Самахинской котловине кора выветривания, развитая на песчано-сланцевых породах кембрия и ордовика, была обнаружена нами в 1955 г. в устье р. Кок-Су под миоценовыми отложениями кошагачской

свиты, где она выражена маломощными рыхлыми щербисто-дресвянистыми образованиями, представляющими собой «корни» коры выветривания. Подобные образования коры выветривания наблюдал С. Ф. Дубинкин (1940) в верховьях р. Ак-Кола (правого притока р. Ак-Алахи) на плато Укок.

Остановимся на времени образования коры выветривания. Верхний возрастной предел формирования описанной генерации коры выветривания определяется возрастом осадочных толщ, перекрывающих ее. Наиболее древние из них представляют собой продукты переотложения коры выветривания (карачумская свита), относящиеся по возрасту к верхнему палеогену. Выше залегают палеонтологически охарактеризованные нижне- и среднемиоценовые отложения кошагачской свиты. Для определения нижнего возрастного рубежа образования коры выветривания материалов по Юго-Восточному Алтаю нет. Е. Н. Шукина (1956) отмечает признаки древнего выветривания на юрских породах (район Мунайских шахт). Таким образом, возрастной интервал формирования древнего горизонта коры выветривания ограничивается мезозоем — нижней половиной палеогена.

До недавнего времени возраст коры выветривания предгорий Алтая и прилегающих частей Западно-Сибирской низменности и Казахстана считался мезозойским, хотя предполагались и более молодые эпохи выветривания. В последние годы ряд исследователей более точно определяет время проявления интенсивных процессов выветривания. К. Н. Никифорова (1960) и В. Н. Разумова (1956) установили для территории Западного и Центрального Казахстана каолиновую кору выветривания нижнепалеогенового времени. Она развивается на отложениях турон-сантонского и эоценового возраста. В Рудном Алтае и Калбе, по И. С. Чумакову (1957), подобные каолиновые коры выветривания залегают в основании чаграйской свиты верхнего олигоцена. Отложения этой свиты парагенетически ассоциируются с корой выветривания и являются продуктами ее ближнего переотложения, поэтому возраст коры выветривания И. С. Чумаков считает олигоценовым.

Для предгорий Алтая и прилегающих частей Западно-Сибирской низменности указания на наиболее вероятный нижнепалеогеновый возраст коры выветривания имеются в работах Г. Д. Афанасьева (1938), В. П. Казаринова (1958), Е. Н. Шукиной (1956). О. М. Адаменко (1963) датирует кору выветривания предгорий Алтая мелом — нижним палеогеном. Кора выветривания нижнепалеогенового времени отмечается К. В. Боголеповым (1961) для Енисейского края, Э. И. Равским (1959) для бассейна Ангары и Подкаменной Тунгуски. В Забайкалье палеогеновая кора выветривания, подстилающая неогеновые осадки впадин, описана Н. А. Флоренсовым (1960).

Таким образом, стратиграфическое положение коры выветривания на Юго-Восточном Алтае под верхнеолигоценовыми и миоценовыми осадками и литологический состав коры позволяют нам отнести ее к нижнему палеогену (не исключая и более древний — мезозойский возраст) и сравнивать с подобными корами выветривания, развитыми в соседних регионах.

Эоплейстоценовая кора выветривания (el Q₁)

Эта кора выветривания изучена слабее, чем палеогеновая. Однако имеется ряд фактов, позволяющих предполагать интенсивное развитие процессов выветривания в нижней половине эоплейстоцена.

К молодой генерации коры выветривания следует отнести маломощные щербисто-дресвяные образования, отличающиеся сильным ожелезнением и сравнительно слабой степенью химического выветривания

коренных пород. Подобные образования развиты широко по периферии котловин, в областях развития древнего денудационно-эрозионного рельефа пологих водоразделов и плато. Часто они бывают перекрыты плейстоценовыми ледниковыми или пролювиальными отложениями. Признаки выветривания отмечались нами также в кровле миоценовых глин кошагачской свиты, в Джулукульской котловине, перекрытых бурными пролювиальными осадками верхнего эоплейстоцена. Выветривание выражается в неравномерном пятнистом осветлении миоценовых пород (от сизовато-серой общей окраски к розовой). Глины теряют признаки слоистости, приобретают неясно выраженную столбчатую отдельность. Мощность зоны выветривания составляет 1,0—1,5 м. Стратиграфическое положение этого горизонта выветрелых пород в известной степени определяет возрастной интервал процессов выветривания.

Необходимо также отметить тесную парагенетическую связь рыхлых образований эоплейстоценовой коры выветривания с толщами эоплейстоценовых осадков (преимущественно его нижних свит). Это выражается, в первую очередь, в интенсивном ожелезнении отложений, придающем яркие бурые окраски породам эоплейстоцена. В обнажениях по р. Ценге-Сай видно непосредственное фациальное замещение смещенных по склону продуктов коры выветривания эоплейстоценовыми пролювиальными отложениями.

Остается предположить, что процессы выветривания значительно интенсифицировались в начале эоплейстоцена, что вызвало формирование существенно ожелезненных («красноцветных») осадочных образований, имеющих широкое региональное распространение по всей Южной Сибири.

Коры выветривания верхнеплиоценового (эоплейстоценового) времени на Горном Алтае были впервые выделены Е. Н. Шукиной (1956), отметившей их достаточно широкое распространение как в области горно-холмистых предгорий, так и на высокогорных плато и массивах. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1961) также отмечают образование красноцветной «железистой» коры выветривания. Однако они считают, что эти процессы происходили не в верхнем плиоцене, а в начале среднечетвертичного времени, после нижнечетвертичного (башкаусского, по Е. Н. Шукиной) оледенения. С подобной возрастной датировкой вряд ли можно согласиться. Во-первых, авторы не учитывают возможность одновременного действия процессов выветривания и накопления эоплейстоценовых «красноцветных толщ», о чем ясно свидетельствуют парагенетические связи этих образований. Этому мешает неверное, на наш взгляд, определение генезиса бурой толщи по р. Кубадру, которая считается мореной. Принятие ледникового генезиса этой толщи, естественно, не позволило указанным авторам отнести эпоху выветривания ко времени оледенения и заставило датировать кору выветривания средним плейстоценом. Во-вторых, трудно допустить формирование коры выветривания даже в межледниковое время, так как известно, что для развития интенсивных химических процессов, приводящих к формированию коры, необходимы достаточно благоприятные климатические условия, которые не могли возникнуть в области высокогорья в межледниковое время.

В прилегающих к Горному Алтаю областях кора выветривания подобного «красноцветного» типа отмечается рядом авторов. В Рудном Алтае процессы выветривания, по И. С. Чумакову (1957), происходили на протяжении накопления павлодарской свиты верхнего миоцена — нижнего илюцена. Исходным материалом для формирования красноцветных делювиально-пролювиальных фаций этой свиты являлась своеобразная кора выветривания, представленная обогащенными железом дресвяниками и глинисто-щебнистыми накоплениями. И. С. Чумаков отмечает

также обогащение продуктами выветривания верхнеплиоценовых и нижнечетвертичных осадков.

В Забайкалье широкое развитие подобных продуктов коры выветривания плиоценового времени отмечается В. В. Ламакиным (1961), С. Г. Мирчинк (1961), Н. А. Флоренсовым (1960). Последний особенно подчеркивает роль сильно ожелезненных древеснистых пород в формировании плиоценовых «охристых» толщ. Более определенно возраст коры выветривания устанавливается Э. И. Равским (1959, 1961), который считает, что подобная кора выветривания в условиях юга Восточной Сибири формировалась в конце плиоцена — эоплейстоцене. Близкий возраст «красноцветного» выветривания приводится также К. В. Боголеповым (1961).

Приведенные данные об эоплейстоценовой коре выветривания на Алтае являются, на наш взгляд, еще далеко не достаточными и рассматриваются в порядке постановки вопроса. Необходимо детальное литолого-минералогическое изучение этой генерации коры выветривания, особенно в местах ее развития на миоценовых осадках.

Необходимо отметить, что выделенные нами две эпохи выветривания не являются какими-либо абсолютными этапами, требующими перерыва в формировании осадков, что иногда предполагалось ранее. Процессы выветривания, вызывающие разрушение горных пород, шли на положительных элементах рельефа все время в течение континентального развития территории. Об этом свидетельствует постоянный вынос терригенного материала из горных областей Алтае-Саянского района, отмеченный на протяжении всего мезозойско-третичного времени. Об этом же говорит постоянная обогащенность прибрежных фаций миоценовых и плиоценовых озерных отложений в Чуйской котловине выветрелым материалом. Однако климатические и тектонические факторы, видимо, определили усиление процессов выветривания лишь в определенные отрезки времени — в нижнем палеогене и эоплейстоцене.

Верхний олигоцен

Карачумская свита (Pg₃kch)

Продукты переотложения коры выветривания впервые описал А. В. Аксарин (1938). Е. Н. Шукина (1953) относила указанные отложения к подбазальной и базальной свитам, а позже (1960) выделила их в кызылчинскую свиту. Принятое в настоящей работе название свиты было дано Г. Ф. Лунгерсгаузену и О. А. Раковец (1958).

Карачумская свита (табл. 1) представлена песчано-глинистыми и щебнистыми отложениями, в основном делювиально-пролювиального и озерного генезиса. Они отличаются от коры выветривания слоистостью, местами неясно выраженной, иногда более четкой, подчеркиваемой окраской отдельных горизонтов и прослоями щебнисто-галечного материала. Цвет толщи ярко-розовый, бурый, иногда малиново-красный, реже черный, целиком определяется исходным материалом коры выветривания. В основании свиты, отделяя ее от коры выветривания, иногда залегает горизонт базального конгломерата, который, однако, не выдержан во всех разрезах и приурочен в основном к прибортовым частям котловин. В центральных частях котловин переход от коры выветривания к породам карачумской свиты происходит постепенно. Другой отличительной особенностью прибрежно-озерных фаций свиты является наличие диагенетических конкреций сферосидерита, в настоящее время почти полностью лимонитизированных. Они образуют горизонты и линзы, резко выделяясь своим характерным черно-бурым цветом.

Сводная стратиграфическая схема кайнозойских отложений Юго-Восточного Алтая

Схема 1932 г.			Литология			Фауна			Флора			Спорово-пыльцевые комплексы			Климат			Тектоника						
Система	Группа	Ярус	Система	Группа	Ярус	Система	Группа	Ярус	Система	Группа	Ярус	Система	Группа	Ярус	Система	Группа	Ярус	Система	Группа	Ярус				
Четвертичная	Плейстоцен	Верхний	Антропоген	Плейстоцен	Верхний (юрский)	Морены современных ледников и фации современного аллювия (Q_4^{1-2})						Современная растительность			Современный			Сейсмичность баллов						
						Торфяники и озерные отложения, аллювий высоких пойм (Q_4^1)			Млекопитающие: <i>Equus caballus latipes</i> (по Э. А. Вангенгейм). Моллюски: <i>Lymnaea auricularia</i> L., <i>Valvata piscinalis</i> Müll., <i>Gyraulus acronicus</i> Fer., <i>Pisidium casertanum</i> Pohl, <i>P. vinctianum</i> Wood., <i>Oxytoma elegans</i> Risso (по Я. И. Старобогатову)			Преобладание пыльцы сосен и кедра (до 60%), реже ели, лиственницы, березы (до 10-12%)			«Климатический оптимум»									
		Средний			Нижний (рисский)	Морены второго постмаксимального (аккемского-сарганского) оледенения с несколькими стадиями. Самые низкие террасы (от 3 до 20 м) по рекам Чуе, Катунь, с криогенными текстурами в их основании (Q_3^4)									Климат холодный, достаточно сухой, с некоторым увеличением тепла и влажности в периоды межледниковий									
						Межморенные коричневые иловые глины с растительным детритом (Q_3^3)						Лесная растительность (60-80%). Преобладают кедр (30-40%) и сосны (до 50%). Небольшое содержание березы (15-20%), ели (5-10%), пихты (1-3%), ольхи (до 1%)												
						Морены первого постмаксимального (майминского-зырянского) оледенения, синхронные им водно- и озерно-ледниковые отложения низких террас рек Чуи и Катунь (20-60 м). Максимальный уровень приледниковых бассейнов в Чуйской и Курайской котловинах (Q_3^2)			Млекопитающие: <i>Ovis ammon</i> L. (по Э. А. Вангенгейм)			Тундрово-степные растительные ассоциации. Малое содержание пыльцы												
	Плейстоцен	Средний			Нижний (рисский)	Грубые валунники, пески, ленточные супеси (Q_3^1)																		
						Морены максимального (катунского-самаровско-тазовского) оледенения, синхронные им водно- и озерно-ледниковые отложения высоких (60-200 м) террас рек Чуи и Катунь. Пролувий высоких конусов (Q_2^{2-4})			Млекопитающие: <i>Mammuthus primigenius</i> Blum. раннего типа (по В. И. Грозову)			Тундрово-степные растительные ассоциации. В отложениях много перелетной третичной пыльцы												
						Озерные и аллювиальные пески и галечники (Q_2^1)						Темнохвойная тайга (до 95%) с преобладанием ели (35-50%), сосны (25-30%), пихты (до 6%), лиственницы и березы (до 6-8%)												
	Плиоцен	Средний			Нижний (рисский)	Башкауская свита (Q_3^1 bsch) Бурные галечники, конгломератобрекчии, прослои песков и алевроитов. Отложения аллювиального и пролювиального происхождения			Остракоды: <i>Advenocypris</i> sp. (по Н. Н. Найденой)			Редкие микроводоросли: <i>Goniolites hemisphaerica</i> Masl. sp. n. (по В. П. Маслову); Обугленная листовая флора			Очень малое содержание пыльцы. Преобладают сосны, единичны широколиственные									
					Верхний (юрский)	Бекенская свита (Q_3^2 вес) Светло-бурые галечники, гравелиты, пески. Редкие горизонты алевроитов, пресноводных известняков. Отложения пролювиального и аллювиально-озерного происхождения			Моллюски: <i>Viviparus kujalnicensis-bythinica</i> Mang., V. ex. gr. <i>fasciata</i> Müll. (по Г. Ф. Лунгерсгаузену); <i>Lymnaea auricularia</i> L., <i>L. peregra</i> Müll., <i>L. peregra</i> var. <i>ovata</i> Drap., <i>Valvata piscinalis</i> Müll., <i>V. pulchella</i> Studer, <i>Pisidium</i> cf. <i>supinum</i> A. Schmidt, <i>Gyraulus acronicus</i> Fer. (по Я. И. Старобогатову); Остракоды: <i>Ilyocypris bradyi</i> Sars., <i>I. gibba</i> Ramdohr., <i>Cypris subglobosa</i> Sowerly, <i>Cyprinotus aktaschensis</i> Gram., <i>Eucypris</i> sp., <i>Candonella marcida</i> Mand., <i>Lymnocythere</i> sp., <i>Candona artis</i> Schind., <i>Advenocypris</i> sp. (по Г. Ф. Шнейдер и Н. Н. Найденой); Рыбы: <i>Leuciscus</i> sp. (по Е. К. Сычевской); Млекопитающие: <i>Rhinoceros</i> sp., мелкие хищники и парнокопытные			Хары: <i>Chara ceratophylla</i> aff. <i>auerea</i> Wolosz., <i>Ch. rinfata</i> var. <i>pilocentica</i> , <i>Ch. meriani</i> var. <i>acutalis</i> Masl., <i>Ch. sp.</i> , <i>Tolypella tuberculata</i> Masl. (по Л. К. Красавиной)			Бедный состав пыльцы. Преобладают сосны и травянистые ксерофиты			Умеренный климат, в межгорных впадинах, вероятно, приближающийся к аридному						
						Кызылгирская свита (Q_1^1 kg) Бурные ожелезненные пески, алевроиты, грубые галечники. Прослои глин, известняков, горизонты строматолитов. Отложения озерного, аллювиально-озерного и пролювиального происхождения			Горизонт А (низ). Моллюски, эндемичный комплекс восточноазиатского типа: <i>Sinaita</i> sp. n. — 6 видов, <i>Baicalia</i> sp. n. — 5 видов, а также <i>Valvata piscinalis</i> Müll. sp. n., <i>Lymnaea</i> cf. <i>gracilentia</i> Martins., <i>L. auricularia</i> L. L. <i>subangchica</i> sp. n., <i>Anisus</i> (<i>Gyraulus</i>) <i>acronicus</i> Fer., A. (<i>Gyraulus</i>) <i>macroncha</i> sp. n., A. (<i>Pseudocarinogyrulus</i>) <i>lentiformis</i> sp. n., <i>Pisidium vinctianum</i> Wood., P. cf. <i>cinerium</i> Ald., P. aff. <i>hibernicum</i> West., P. aff. <i>supinum</i> A. Schmidt, P. aff. <i>pusillum</i> Jen., <i>Cipangopaludina</i> sp. n., <i>Tulotoma</i> sp., <i>Planorbis</i> aff. <i>tangitensis</i> Germ., <i>Viviparus</i> aff. <i>tenuisculptus</i> Orlov Lindh. (по Я. И. Старобогатову); Горизонт Б (верх). Моллюски, комплекс левантинского типа: <i>Psilunio stolizckai</i> Neum., P. <i>craiovensis</i> Tourn., P. <i>recurvus</i> Sabba, <i>Unio acutus</i> Cob., U. <i>mugodjaricus</i> Bogatsch., U. <i>sturdiae</i> Cob., U. <i>rumanus</i> Tourn., U. <i>protractus subpictorum</i> Lindh., U. cf. <i>atavus</i> Partsch., U. cf. <i>sinzovi</i> Bogatsch. (по Г. Г. Мартинсону и А. Л. Чепалыре), <i>Viviparus</i> ex gr. <i>fuchsi-suessi</i> Neum., V. aff. <i>balatonicus</i> Hazay, V. ex gr. <i>contecta</i> Müll., V. aff. <i>Casareto</i> Rous., V. ex gr. <i>achatinoides</i> Desh., V. aff. <i>kagarliticus</i> Lung., <i>Lymnaea</i> aff. <i>apsheronia</i> Andr. (по Г. Ф. Лунгерсгаузену); Остракоды: <i>Candoniella albicans</i> Brady, <i>Candona</i> ex gr. <i>candida</i> Müll., C. ex gr. <i>pseudocandida</i> Liv., C. ex gr. <i>neglecta</i> Sars., C. ex gr. <i>combibo</i> Liv., C. <i>grosstformis</i> Schneid., sp. n., <i>Candona</i> ex gr. <i>esikii</i> Dabay., C. <i>compressiformis</i> Mand., <i>Ilyocypris gibba</i> Ramdohr., <i>I. bradyi</i> Sars., <i>I. moratus</i> Bodina, <i>I. ex gr. tuberculata</i> Brady, <i>I. ex gr. managensis</i> Mand., <i>Turkmenella lucida</i> Schneid., <i>Cytherissa altaensis</i> Schneid., sp. n., <i>Herpetocypris tuberculata</i> Schneid., sp. n., <i>Advenocypris flebilis</i> Schneid., sp. n., <i>Ad. ex gr. Kurovagensis</i> Klein, <i>Hemicyprinotus</i> ex gr. <i>elongatus</i> Schneid., <i>Lymnocythere</i> ex gr. <i>seducta</i> Mand. (по Г. Г. Шнейдер и Н. Н. Найденой); Рыбы: <i>Leuciscus idus</i> L., <i>Abramis brama</i> L., <i>Perca</i> sp., <i>Luciperca</i> sp. (по Е. К. Сычевской); Млекопитающие: <i>Hipparion</i> sp. (cf. <i>Proboscipparion</i> , по Э. А. Вангенгейм)			Хары: <i>Chara meriani</i> var. <i>delicata</i> Masl., <i>Chara meriani</i> var. <i>acutalis</i> Masl., <i>Charites molassica</i> var. <i>kirgizensis</i> Masl. (по Л. К. Красавиной и В. П. Маслову)			В верхах намечается исчезновение третичных широколиственных деревьев. Преобладают <i>Picea</i> (40-80%), много <i>Tsuga</i> (10-35%), встречаются <i>Pinus</i> (до 10%), <i>Abies</i> (6%), появляется <i>Larix</i> (до 5%)			Умеренно-теплый, достаточно влажный климат						
Неоген	Плиоцен	Средний			Нижний (рисский)	Туеркская свита (N_1-2tr) Светло-серые и голубоватые глины, аргиллиты, мергели и доломиты. В прибортовых частях впадин — прослои бурых глин, песков и лигнитов. Отложения озерного происхождения			Моллюски: <i>Viviparus</i> ex gr. <i>barboti-megarensis</i> Lung., <i>Radix</i> ex gr. <i>ovata</i> Drap., R. ex gr. <i>auricularia</i> L., <i>Planorbis</i> ex gr. <i>planorbis</i> L. (по Г. Ф. Лунгерсгаузену), <i>Cipangopaludina</i> sp., <i>Radix grabaui</i> Ping. (по Г. Г. Мартинсону); Остракоды: <i>Ilyocypris bradyi</i> Sars., <i>I. ex gr. tribulata</i> Lenk., <i>Limnocythere loculenta</i> Liv., L. ex gr. <i>detruncata</i> Sarin., L. <i>acrista</i> Schneid., L. <i>formalis</i> Schneid., L. <i>atveolata</i> Sarin., <i>Cyprinotus baturini</i> Schneid., C. <i>formalis</i> Schneid., C. ex gr. <i>Uialovi</i> Schneid., <i>Herpetocypris</i> sp., <i>Eucypris</i> sp., <i>Candoniella ivachenkovi</i> Schneid.; Рыбы: <i>Salmo</i> sp. (?), <i>Rutilus rutilus</i> L., R. <i>frisii</i> Nordm., <i>Leuciscus idus</i> L., L. <i>leuciscus</i> L., <i>Scardinius erythrophthalmus</i> L., <i>Abramis brama</i> L., <i>Tinca tinca</i> L., <i>Carassius</i> sp., <i>Cobitis taenia</i> L., <i>Perca fluviatilis</i> L., <i>Lucioperca</i> sp., <i>Parasilurus</i> sp. (по Е. К. Сычевской); Млекопитающие: <i>Ochotona</i> sp. (по А. А. Гурееву)			<i>Tilia</i> sp., <i>Betula</i> sp. (sect. <i>Albae</i>), <i>Betula</i> cf. <i>tianschanica</i> Rupr., <i>Betula</i> cf. <i>subpubescens</i> (pubescens Ehrh.), <i>Equisetum</i> sp., <i>Coniferales</i> (?), <i>Salix</i> sp. (по Т. А. Якубовской)			В верхах наблюдается постепенное выпадение широколиственных пород, увеличение доли хвойных с преобладанием сосен и значительным содержанием березы			Умеренно-влажный и теплый климат						
					Верхний	Кошагачская свита (N_1 esch) Светло-серые и коричневатые глины, алевроиты, пески, в прибортовых частях впадин аргиллиты с прослоями бурых углей и сидеритов. Отложения озерно-аллювиального и озерного происхождения			Моллюски: <i>Cipangopaludina</i> cf. <i>lecythoides</i> Benson, <i>Cipangopaludina</i> sp., <i>Tulotoma</i> aff. <i>tulotomoides</i> Jen., <i>Tulotoma</i> sp. (по Г. Г. Мартинсону)			Смешанные леса, содержащие широколиственные породы (<i>Ulmus</i> , <i>Fagus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Corylus</i> , <i>Carpinus</i> , <i>Pterocarya</i> , <i>Juglans</i> , <i>Ilex</i>)			Влажный, теплый климат, способствующий широкому распространению древесной растительности и процессам углеобразования									
									<i>Diospyrus brachypala</i> A. Br., <i>Juglans acuminata</i> A. Br., <i>Quercus</i> sp., <i>Populus</i> sp., <i>Alnus</i> sp., <i>Salix</i> sp., <i>Pinus</i> sp., <i>Picea</i> sp., <i>Tsuga</i> sp., <i>Tupha</i> sp., <i>Trapa borealis</i> Heer., <i>Phragmites oenigensis</i> Heer., <i>Staphylea</i> sp., St. cf. <i>rugosa</i> Ant., <i>Cornus</i> cf. <i>gorbunovii</i> Dun., <i>Aralia</i> sp., <i>Epipremnum heterobranchium</i> , Ep. <i>menisperoides</i> , <i>Decodon globosus</i> Nikitin, <i>Decodon sibiricus</i> Nikitin, <i>Dictiocarya amgelini</i> Reid., <i>Rubus</i> sp., <i>Lycopus</i> sp., <i>Nymphaeae</i> , <i>Aldrovanda sibirica</i> Nikitin (по В. А. Хахлову, И. В. Палибину, П. А. Никитину и В. И. Дорофееву)															
	Олигоцен	Верхний			Верхний	Карачумская свита (Pg_3 kch) Пестрые (белые, розовые, серые) гравийники, пески, глины, — продукты перелетания коры выветривания в наземных и водных условиях. У окраин межгорных впадин в основании — базальный горизонт олигомиктовых галечников			Моллюски: единичные раковины <i>Succinea</i> sp., <i>Gyraulus</i> sp. (по Г. Ф. Лунгерсгаузену)			Редкая пыльца широколиственных пород (<i>Carya</i> , <i>Pterocarya</i> , <i>Tilia</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Juglandaceae</i>), единичные хвойные (<i>Picea</i> sp. и <i>Pinus</i> sp.)			Влажный, достаточно теплый климат, способствующий процессам химического выветривания каолинового типа									
						Кора выветривания (cl Pg) Пестрые обеленные каолинизированные пески, пестроокрашенные алевроиты и глины, каолинит-монтмориллонитового																		
Палеоген	Олигоцен	Верхний			Верхний																			

Сводная стратиграфическая схема кайнозойских отложений Юго-Восточного Алтая

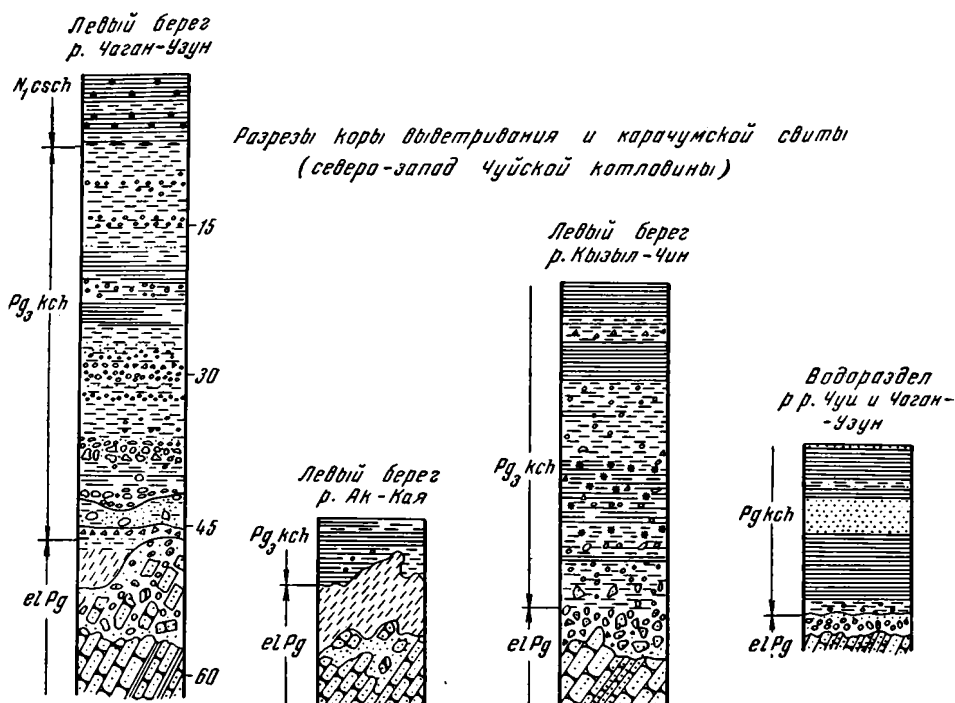
Л и т о л о г и я	Ф а у н а	Ф л о р а	Спорово-пыльцевые комплексы	К л и м а т	Т е к т о н и к а
Морены современных ледников и фации современного аллювия (Q_4^{1-2})			Современная растительность	Современный	Сейсмичность до 6—8 баллов
Торфяники и озерные отложения, аллювий высоких пойм (Q_4^1)	Млекопитающие: <i>Equus caballus latipes</i> (по Э. А. Вангенгейм). Моллюски: <i>Lymnaea auricularia</i> L., <i>Valvata piscinalis</i> Müll., <i>Gyraulus acronicus</i> Fer., <i>Pisidium casertanum</i> Pohl. <i>P. vinctianum</i> Wood., <i>Oxyloma elegans</i> Risso (по Я. И. Старобогатову)		Преобладание пыльцы сосен и кедр (до 60%), реже ели, лиственницы, березы (до 10—12%)	«Климатический оптимум»	
Морены второго постмаксимального (аккемского-сарганского) оледенения с несколькими стадиями. Самые низкие террасы (от 3 до 20 м) по рекам Чуе, Катунь, с криогенными текстурами в их основании (Q_3^4)					
Межморенные коричневые иловые глины с растительным детритом (Q_3^3)			Лесная растительность (60—80%). Преобладают кедр (30—40%) и сосны (до 50%). Небольшое содержание березы (15—20%), ели (5—10%), пихты (1—5%), ольхи (до 1%)	Климат холодный, достаточно сухой, с некоторым увеличением тепла и влажности в периоды межледниковий	Усиление тектонических движений по зонам сопряжения новейших морфоструктур
Морены первого постмаксимального (майминского-зырянского) оледенения, синхронные им водно- и озерно-ледниковые отложения низких террас рек Чуи и Катунь (20—60 м). Максимальный уровень приледниковых бассейнов в Чуйской и Курайской котловинах (Q_3^2)	Млекопитающие: <i>Ovis ammon</i> L. (по Э. А. Вангенгейм)		Тундрово-степные растительные ассоциации. Малое содержание пыльцы		
Грубые валунники, пески, ленточные супеси (Q_1^3)					
Морены максимального (катунского — самаровско-тазовского) оледенения, синхронные им водно- и озерно-ледниковые отложения высоких (60—200 м) террас рек Чуи и Катунь. Пролувиальные конусы (Q_2^{2-4})	Млекопитающие: <i>Mammuthus primigenius</i> Blum. раннего типа (по В. И. Грому)		Тундрово-степные растительные ассоциации. В отложениях много переотложенной третичной пыльцы		Тектоническая активность, несколько менее сильная, чем в эпоху формирования основных неоструктур
Озерные и аллювиальные пески и галечники (Q_2^1)			Темнохвойная тайга (до 95%) с преобладанием ели (35—50%), сосны (25—30%), пихты (до 6%), лиственницы и березы (до 6—8%)	Климат влажный, но достаточно холодный	
Башкауская свита (Q_2^3 bsch) Бурные галечники, конгломератобрекчии, прослойки песков и алевроитов. Отложения аллювиального и пролювиального происхождения	Остракоды: <i>Advenocypris</i> sp. (по Н. Н. Найдиной)	Редкие микроводоросли: <i>Goniolites hemisphaerica</i> Masl. sp. n. (по В. П. Маслову); Обугленная листовая флора	Очень малое содержание пыльцы. Преобладают сосны, единичны широколиственные		
Бекенская свита (Q_2^2 bec) Светло-бурные галечники, гравелиты, пески. Редкие горизонты алевроитов, пресноводных известняков. Отложения пролювиального и аллювиально-озерного происхождения	Моллюски: <i>Viviparus kujalnicensis-bythinica</i> Mang., <i>V. ex. gr. fasciata</i> Müll. (по Г. Ф. Лунгерсгаузену); <i>Lymnaea auricularia</i> L., <i>L. peregra</i> Müll., <i>L. peregra</i> var. <i>ovata</i> Drap., <i>Valvata piscinalis</i> Müll., <i>V. pulchella</i> Studer, <i>Pisidium</i> cf. <i>supinum</i> A. Schmidt, <i>Gyraulus acronicus</i> Fer. (по Я. И. Старобогатову); Остракоды: <i>Ilyocypris bradyi</i> Sars., <i>I. gibba</i> Ramdohr., <i>Cypris subglobosa</i> Sowerby, <i>Cyprinotus aktaschensis</i> Gram., <i>Eucypris</i> sp., <i>Candoniella marcida</i> Mand., <i>Lymnocythere</i> sp., <i>Candona artis</i> Schneid., <i>Advenocypris</i> sp. (по Г. Ф. Шнейдер и Н. Н. Найдиной), Рыбы: <i>Leuciscus</i> sp. (по Е. К. Сычевской); Млекопитающие: <i>Rhinoceros</i> sp., мелкие хищники и парнокопытные	Хары: <i>Chara ceratophylla</i> aff. <i>auerea</i> Wolosz., <i>Ch. riniata</i> var. <i>pliocenica</i> , <i>Ch. meriani</i> var. <i>acutalis</i> Masl., <i>Ch. sp.</i> , <i>Tolypella tuberculata</i> Masl. (по Л. К. Красавиной)	Бедный состав пыльцы. Преобладают сосны и травянистые ксерофиты	Умеренный климат, в межгорных впадинах, вероятно, приближающийся к аридному	
Кызылгирская свита (Q_1^1 kg) Бурные ожелезненные пески, алевроиты, грубые галечники. Прослойки глин, известняков, горизонты строматолитов. Отложения озерного, аллювиально-озерного и пролювиального происхождения	Горизонт А (низ). Моллюски, эндемичный комплекс восточноазиатского типа: <i>Sinaita</i> sp. n. — 6 видов, <i>Baicalia</i> sp. n. — 5 видов, а также <i>Valvata piscinalis</i> Müll. sp. n., <i>Lymnaea</i> cf. <i>gracilentia</i> Martins., <i>L. auricularia</i> L. L. <i>subanghia</i> sp. n., <i>Anisus</i> (<i>Gyraulus</i>) <i>acronicus</i> Fer., <i>A. (Gyraulus) macroncha</i> sp. n., <i>A. (Pseudocarinogyrulus) lentiformis</i> sp. n., <i>Pisidium vinctianum</i> Wood., <i>P. cf. cinerium</i> Ald., <i>P. aff. hibernicum</i> West., <i>P. aff. supinum</i> A. Schmidt, <i>P. aff. pusillum</i> Jen., <i>Cipangopaludina</i> sp. n., <i>Tulotoma</i> sp., <i>Planorbis</i> aff. <i>tangitarenensis</i> Germ., <i>Viviparus</i> aff. <i>tenisculptus</i> Orlov Lindh. (по Я. И. Старобогатову) Горизонт Б (верх). Моллюски, комплекс левантинского типа: <i>Psilunio stolizckai</i> Neum., <i>P. craiovensis</i> Tourn., <i>P. recurvus</i> Sabba, <i>Unio acutus</i> Cob., <i>U. mugodjaricus</i> Bogatsch., <i>U. sturdae</i> Cob., <i>U. rumanus</i> Tourn., <i>U. protractus subpictorum</i> Lindh., <i>U. cf. atavus</i> Partsch., <i>U. cf. sinzovi</i> Bogatsch. (по Г. Г. Мартинсону и А. Л. Чепалыге), <i>Viviparus</i> ex gr. <i>fuchsi-suessi</i> Neum., <i>V. aff. balatonicus</i> Hazay. <i>V. ex gr. conlecta</i> Müll., <i>V. aff. Casareto</i> Rous., <i>V. ex gr. achatinoides</i> Desh., <i>V. aff. kagarliticus</i> Lung., <i>Lymnaea</i> aff. <i>apsheronia</i> Andr. (по Г. Ф. Лунгерсгаузену) Остракоды: <i>Candoniella albicans</i> Brady, <i>Candona</i> ex gr. <i>candida</i> Müll., <i>C. ex gr. pseudocandida</i> Liv., <i>C. ex gr. neglecta</i> Sars., <i>C. ex gr. combibo</i> Liv., <i>C. grostiformis</i> Schneid. sp. n., <i>Candona</i> ex gr. <i>esikii</i> Dabay., <i>C. compressiformis</i> Mand., <i>Ilyocypris</i> <i>gibba</i> Ramdohr., <i>I. bradyi</i> Sars., <i>I. moratus</i> Bodina, <i>I. ex gr. tuberculata</i> Brady., <i>I. ex gr. managensis</i> Mand., <i>Turkmenella lucida</i> Schneid., <i>Cytherissa altaensis</i> Schneid. sp. n., <i>Herpetocyprilla tuberculata</i> Schneid. sp. n., <i>Advenocypris flebilis</i> Schneid. sp. n., <i>Ad. ex gr. Kurovagensis</i> Klein, <i>Hemicyprinus</i> ex gr. <i>elongatus</i> Schneid., <i>Lymnocythere</i> ex gr. <i>seducta</i> Mand. (по Г. Г. Шнейдер и Н. Н. Найдиной); Рыбы: <i>Leuciscus idus</i> L., <i>Abramis brama</i> L., <i>Perca</i> sp., <i>Luciperca</i> sp. (по Е. К. Сычевской); Млекопитающие: <i>Hipparion</i> sp. (cf. <i>Proboscidiiparion</i> , по Э. А. Вангенгейм)	Хары: <i>Chara meriani</i> var. <i>delicata</i> Masl., <i>Chara meriani</i> var. <i>acutalis</i> Masl., <i>Charites molassica</i> var. <i>kirgizensis</i> Masl. (по Л. К. Красавиной и В. П. Маслову)	В верхах намечается исчезновение третичных широколиственных деревьев. Преобладают <i>Picea</i> (40—80%), много <i>Tsuga</i> (10—35%), встречаются <i>Pinus</i> (до 10%), <i>Abies</i> (6%), появляется <i>Larix</i> (до 5%) В низах преобладают хвойные (сосны) с небольшим содержанием <i>Tsuga</i> , <i>Betula</i> , <i>Alnus</i> . Редко <i>Podocarpus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Gorylus</i> , <i>Carya</i>	Умеренно-теплый, достаточно влажный климат	Резкое усиление тектонической активности. Несколько фаз движений. Создание макроформ современного рельефа. Глубокий эрозионный врез. Резкие движения в зонах сопряжения хребтов и котловин. Дислокации палеоген-неогеновых осадков. Надвиги
Туеркская свита (N_1-2tr) Светло-серые и голубоватые глины, аргиллиты, мергели и доломиты. В прибортовых частях впадин — прослойки бурых глин, песков и лигнитов. Отложения озерного происхождения	Моллюски: <i>Viviparus</i> ex gr. <i>barboti-megarensis</i> Lung., <i>Radix</i> ex gr. <i>ovata</i> Drap., <i>R. ex gr. auricularia</i> L., <i>Planorbis</i> ex gr. <i>planorbis</i> L. (по Г. Ф. Лунгерсгаузену), <i>Cipangopaludina</i> sp., <i>Radix grabau</i> Ping. (по Г. Г. Мартинсону); Остракоды: <i>Ilyocypris bradyi</i> Sars., <i>I. ex gr. tribulata</i> Lenk., <i>Lymnocythere loculenta</i> Liv., <i>L. ex gr. detruncata</i> Sarin., <i>L. acrisia</i> Schneid., <i>L. formalis</i> Schneid., <i>L. alveolata</i> Sarin., <i>Cyprinotus baturini</i> Schneid., <i>C. formalis</i> Schneid., <i>C. ex gr. Utaovi</i> Schneid., <i>Herpetocypris</i> sp., <i>Eucypris</i> sp., <i>Candoniella ivachnenkovi</i> Schneid.; Рыбы: <i>Salmo</i> sp. (?), <i>Rutilus rutilus</i> L., <i>R. frisii</i> Nordm., <i>Leuciscus idus</i> L., <i>L. leuciscus</i> L., <i>Scardinus erythrophthalmus</i> L., <i>Abramis brama</i> L., <i>Tinca tinca</i> L., <i>Carrasius</i> sp., <i>Cobitis taenia</i> L., <i>Perca fluviatilis</i> L., <i>Lucioperca</i> sp., <i>Parasilurus</i> sp. (по Е. К. Сычевской); Млекопитающие: <i>Ochotona</i> sp. (по А. А. Гурееву)	<i>Tilia</i> sp., <i>Betula</i> sp. (sect. <i>Albae</i>), <i>Betula</i> cf. <i>tianschanica</i> Rupr., <i>Betula</i> cf. <i>subpubescens</i> (pubescens Ehrh.), <i>Equisetum</i> sp., <i>Coniferales</i> (?), <i>Salix</i> sp. (по Т. А. Якубовской)	В верхах наблюдается постепенное выпадение широколиственных пород, увеличение доли хвойных с преобладанием сосен и значительным содержанием березы В низах состав растительности сходен с растительностью кошагачской свиты (<i>Betula</i> , <i>Picea</i> , <i>Tilia</i> , <i>Carya</i> , <i>Pinus</i> sub. sect. <i>Duplaxylon</i> и <i>Haplaxylon</i> , <i>Tsuga</i> , <i>Podocarpus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Pterocarya</i> , <i>Carpinus</i> , <i>Fagus</i> , <i>Juglans</i> , <i>Ilex</i>)	Умеренно-влажный и теплый климат	На фоне продолжающегося поднятия — углубление и расширение межгорных котловин
Кошагачская свита (N_1 csch) Светло-серые и коричневатые глины, алевроиты, пески, в прибортовых частях впадин аргиллиты с прослоями бурых углей и сидеритов. Отложения озерно-аллювиального и озерного происхождения	Моллюски: <i>Cipangopaludina</i> cf. <i>lecythoides</i> Benson, <i>Cipangopaludina</i> sp., <i>Tulotoma</i> aff. <i>tulotomoides</i> Jen., <i>Tulotoma</i> sp. (по Г. Г. Мартинсону)	<i>Diospyrus brachypala</i> A. Br., <i>Juglans acuminata</i> A. Br., <i>Quercus</i> sp., <i>Populus</i> sp., <i>Alnus</i> sp., <i>Salix</i> sp., <i>Pinus</i> sp., <i>Picea</i> sp., <i>Tsuga</i> sp., <i>Tupha</i> sp., <i>Trapa borealis</i> Heer., <i>Phragmites oenigensis</i> Heer., <i>Staphylea</i> sp., <i>St. cf. rugosa</i> Ant., <i>Cornus</i> cf., <i>gorbunovi</i> Dun., <i>Aralia</i> sp., <i>Epipremnum heterobranchium</i> , <i>Ep. menispermoides</i> , <i>Decodon globosus</i> Nikitin, <i>Decodon sibiricus</i> Nikitin, <i>Dicliocarya amegelinii</i> Reid., <i>Rubus</i> sp., <i>Lycopus</i> sp., <i>Nymphaeae</i> , <i>Aldrovanda sibirica</i> Nikitin (по В. А. Хахлову, И. В. Палибину, П. А. Никитину и В. И. Дорофееву)	Смешанные леса, содержащие широколиственные породы (<i>Ulmus</i> , <i>Fagus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Corylus</i> , <i>Carpinus</i> , <i>Pterocarya</i> , <i>Carya</i> , <i>Juglans</i> , <i>Ilex</i>)	Влажный, теплый климат, способствующий широкому распространению древесной растительности и процессам углеродобразования	Усиленное прогибание межгорных котловин (Чуйской до 500—750 м, Курайской до 350 м)
Карачумская свита (Pg_2 kch) Пестрые (белые, розовые, серые) гравийники, пески, глины, — продукты переотложения коры выветривания в наземных и водных условиях. У окраин межгорных впадин в основании — базальный горизонт олигомиктовых галечников	Моллюски: единичные раковины <i>Succinea</i> sp., <i>Gyraulus</i> sp. (по Г. Ф. Лунгерсгаузену)		Редкая пыльца широколиственных пород (<i>Carya</i> , <i>Pterocarya</i> , <i>Tilia</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Juglandaceae</i>), единичные хвойные (<i>Picea</i> sp. и <i>Pinus</i> sp.)	Влажный, достаточно теплый климат, способствующий процессам химического выветривания каолинового типа	Оживление тектонической активности. На фоне общего поднятия — заложение межгорных котловин. Небольшой эрозионный врез

Сводная стратиграфическая схема кайнозойских отложений Юго-Восточного Алтая

[illegible]

Л и т о л о г и я	Ф а у н а	Ф л о р а	С п о р о в о - п ы л ь ц е в ы е к о м п л е к с ы	К л и м а т	Т е к т о н и к а
Морены современных ледников и фации современного аллювия (Q ₁₋₂)			Современная растительность	Современный	Сейсмичность до 6—8 баллов
Торфяники и озерные отложения, аллювий высоких пойм (Q ₁)	Млекопитающие: <i>Equus caballus latipes</i> (по Э. А. Вангенгейм). Моллюски: <i>Lymnaea auricularia</i> L., <i>Valvata piscinalis</i> Müll., <i>Gyraulus acronicus</i> Fer., <i>Pisidium casertanum</i> Pohl. <i>P. vincentianum</i> Wood., <i>Oxytoma elegans</i> Risso (по Я. И. Старобогатову)		Преобладание пыльцы сосен и кедр (до 60%), реже ели, лиственницы, березы (до 10—12%)	«Климатический оптимум»	
Морены второго постмаксимального (аккемского-сартанского) оледенения с несколькими стадиями. Самые низкие террасы (от 3 до 20 м) по рекам Чуе, Катунь, с криогенными текстурами в их основании (Q ₃)					
Межморенные коричневые иловатые глины с растительным детритом (Q ₃)			Лесная растительность (60—80%). Преобладают кедр (30—40%) и сосны (до 50%). Небольшое содержание березы (15—20%), ели (5—10%), пихты (1—3%), ольхи (до 1%)	Климат холодный, достаточно сухой, с некоторым увеличением тепла и влажности в периоды межледниковий	Усиление тектонических движений по зонам сопряжения новейших морфоструктур
Морены первого постмаксимального (майминского-зырянского) оледенения, синхронные им водно- и озерно-ледниковые отложения низких террас рек Чуи и Катунь (20—60 м). Максимальный уровень приледниковых бассейнов в Чуйской и Курайской котловинах (Q ₂)	Млекопитающие: <i>Ovis ammon</i> L. (по Э. А. Вангенгейм)		Тундрово-степные растительные ассоциации. Малое содержание пыльцы		
Грубые валунники, пески, ленточные супеси (Q ₁)					
Морены максимального (катунского — самаровско-тазовского) оледенения, синхронные им водно- и озерно-ледниковые отложения высоких (60—200 м) террас рек Чуи и Катунь. Пролувиальные высокие конусы (Q ₂₋₄)	Млекопитающие: <i>Mammuthus primigenius</i> Blum. раннего типа (по В. И. Грозову)		Тундрово-степные растительные ассоциации. В отложениях много переложенной третичной пыльцы		Тектоническая активность, несколько менее сильная, чем в соплеистоцене. Продолжение формирования основных неоструктур
Озерные и аллювиальные пески и галечники (Q ₂)			Темнохвойная тайга (до 95%) с преобладанием ели (35—50%), сосны (25—30%), пихты (до 6%), лиственницы и березы (до 6—8%)	Климат влажный, но достаточно холодный	
Башкауская свита (Q ₃ bsch)	Остракоды: <i>Advenocypris</i> sp. (по Н. Н. Найдиной)	Редкие микроводоросли: <i>Goniolinites hemisphaerica</i> Masl. sp. n. (по В. П. Маслову); Обугленная листовая флора	Очень малое содержание пыльцы. Преобладают сосны, единичны широколиственные		
Бекенская свита (Q ₂ вес)	Моллюски: <i>Viviparus kujalnicensis-bythinica</i> Mang., V. ex. <i>gr. fasciata</i> Müll. (по Г. Ф. Лунгерсгаузену); <i>Lymnaea auricularia</i> L., <i>L. peregra</i> Müll., <i>L. peregra</i> var. <i>ovata</i> Drap., <i>Valvata piscinalis</i> Müll., <i>V. pulchella</i> Studer, <i>Pisidium</i> cf. <i>supinum</i> A. Schmidt, <i>Gyraulus acronicus</i> Fer. (по Я. И. Старобогатову); Остракоды: <i>Ilyocypris bradyi</i> Sars., <i>I. gibba</i> Ramdohr., <i>Cypris subglobosa</i> Sowerby, <i>Cyprinotus aktaschensis</i> Gram., <i>Eucypris</i> sp., <i>Candoniella marcida</i> Mand., <i>Lymnocythere</i> sp., <i>Candona artis</i> Schneid., <i>Advenocypris</i> sp. (по Г. Ф. Шнейдер и Н. Н. Найдиной); Рыбы: <i>Leuciscus</i> sp. (по Е. К. Сычевской); Млекопитающие: <i>Rhinoceros</i> sp., мелкие хищники и парнокопытные	Хары: <i>Chara ceratophylla</i> aff. <i>auerea</i> Wolosz., <i>Ch. rinita</i> var. <i>pliocenica</i> , <i>Ch. meriani</i> var. <i>acutalis</i> Masl., <i>Ch. sp.</i> , <i>Tolypella tuberculata</i> Masl. (по Л. К. Красавиной)	Бедный состав пыльцы. Преобладают сосны и травянистые ксерофиты	Умеренный климат, в межгорных впадинах, вероятно, приближающийся к аридному	
Кызылгирская свита (Q ₁ kg)	Горизонт А (низ). Моллюски, эндемичный комплекс восточноазиатского типа: <i>Sinaita</i> sp. n. — 6 видов, <i>Baicalia</i> sp. n. — 5 видов, а также <i>Valvata piscinalis</i> Müll. sp. n., <i>Lymnaea cf. gracilentia</i> Martins., <i>L. auricularia</i> L. <i>subanghia</i> sp. n., <i>Anisus</i> (<i>Gyraulus</i>) <i>acronicus</i> Fer., A. (<i>Gyraulus</i>) <i>macroncha</i> sp. n., A. (<i>Pseudocarinogyrulus</i>) <i>lentiformis</i> sp. n., <i>Pisidium vincentianum</i> Wood., P. cf. <i>cinerium</i> Ald., P. aff. <i>hibernicum</i> West., P. aff. <i>supinum</i> A. Schmidt, P. aff. <i>pusillum</i> Jen., <i>Cipangopaludina</i> sp. n., <i>Tulotoma</i> sp., <i>Planorbis</i> aff. <i>tangitarsis</i> Germ., <i>Viviparus</i> aff. <i>tenuisculptus</i> orlovi Lindh. (по Я. И. Старобогатову); Горизонт Б (верх). Моллюски, комплекс левантинского типа: <i>Psilunio stolitzkai</i> Neum., P. <i>craiovensis</i> Tourn., P. <i>recurvus</i> Sabba, <i>Unio acutus</i> Cob., U. <i>mugodjaricus</i> Bogatsch., U. <i>sturdzae</i> Cob., U. <i>rumanus</i> Tourn., U. <i>protractus subpictorum</i> Lindh., U. cf. <i>atavus</i> Partsch., U. cf. <i>sinzovi</i> Bogatsch. (по Г. Г. Мартинсону и А. Л. Чепальце); <i>Viviparus</i> ex gr. <i>fuchs-suessi</i> Neum., P. aff. <i>balatonicus</i> Hazay, V. ex gr. <i>contecta</i> Müll., V. aff. <i>Casaretto</i> Rous., V. ex gr. <i>achatinoides</i> Desh., V. aff. <i>kagariticus</i> Lung., <i>Lymnaea</i> aff. <i>apsheronia</i> Andr. (по Г. Ф. Лунгерсгаузену); Остракоды: <i>Candoniella albicans</i> Brady, <i>Candona</i> ex gr. <i>candida</i> Müll., C. ex gr. <i>pseudocandida</i> Liv., C. ex gr. <i>neglecta</i> Sars., C. ex gr. <i>combibo</i> Liv., C. <i>grosstformis</i> Schneid. sp. n., <i>Candona</i> ex gr. <i>esikii</i> Dabay., C. <i>compressiformis</i> Mand., <i>Ilyocypris gibba</i> Ramdohr., <i>I. bradyi</i> Sars., <i>I. moratus</i> Bodina, <i>I. ex gr. tuberculata</i> Brady, <i>I. ex gr. managensis</i> Mand., <i>Turkmenella lucida</i> Schneid., <i>Cytherissa altaensis</i> Schneid. sp. n., <i>Herpetocyprilla tuberculata</i> Schneid. sp. n., <i>Advenocypris flebilis</i> Schneid. sp. n., <i>Ad. ex gr. Kurovdagensis</i> Klein, <i>Hemicyprius</i> ex gr. <i>elongatus</i> Schneid., <i>Lymnocythere</i> ex gr. <i>seducta</i> Mand. (по Г. Г. Шнейдер и Н. Н. Найдиной); Рыбы: <i>Leuciscus idus</i> L., <i>Abramis brama</i> L., <i>Perca</i> sp., <i>Luciperca</i> sp. (по Е. К. Сычевской); Млекопитающие: <i>Hipparion</i> sp. (cf. <i>Proboscidiipparion</i> , по Э. А. Вангенгейм)	Хары: <i>Chara meriani</i> var. <i>delicata</i> Masl., <i>Chara meriani</i> var. <i>acutalis</i> Masl., <i>Charites molassica</i> var. <i>kirgizensis</i> Masl. (по Л. К. Красавиной и В. П. Маслову)	В верхах намечается исчезновение третичных широколиственных деревьев. Преобладают <i>Picea</i> (40—80%), много <i>Tsuga</i> (10—35%), встречаются <i>Pinus</i> (до 10%), <i>Abies</i> (6%), появляется <i>Larix</i> (до 5%)	Умеренно-теплый, достаточно влажный климат	Резкое усиление тектонической активности. Несколько фаз движений. Создание макроформ современного рельефа. Глубокий эрозионный врез. Резкие движения в зонах сопряжения хребтов и котловин. Дислокации палеоген-неогеновых осадков. Надвиги
Туеркская свита (N _{1-2tr})	Моллюски: <i>Viviparus</i> ex gr. <i>barboti-megarensis</i> Lung., <i>Radix</i> ex gr. <i>ovata</i> Drap., R. ex gr. <i>auricularia</i> L., <i>Planorbis</i> ex gr. <i>planorbis</i> L. (по Г. Ф. Лунгерсгаузену), <i>Cipangopaludina</i> sp., <i>Radix grabaui</i> Ping. (по Г. Г. Мартинсону); Остракоды: <i>Ilyocypris bradyi</i> Sars., <i>I. ex gr. tribulata</i> Lenk., <i>Lymnocythere loculenta</i> Liv., L. ex gr. <i>detruncata</i> Sarin., <i>L. acrisita</i> Schneid., <i>L. formalis</i> Schneid., <i>L. alveolata</i> Sarin., <i>Cyprinodius baturini</i> Schneid., C. <i>formalis</i> Schneid., C. ex gr. <i>Uialovi</i> Schneid., <i>Herpetocypris</i> sp., <i>Eucypris</i> sp., <i>Candoniella ivachnenkovi</i> Schneid.; Рыбы: <i>Salmo</i> sp. (?), <i>Rutilus rutilus</i> L., R. <i>irisi</i> Nordm., <i>Leuciscus idus</i> L., L. <i>leuciscus</i> L., <i>Scardinius erythrophthalmus</i> L., <i>Abramis brama</i> L., <i>Tinca tinca</i> L., <i>Carassius</i> sp., <i>Cobitis taenia</i> L., <i>Perca fluviatilis</i> L., <i>Lucioperca</i> sp., <i>Parasilurus</i> sp. (по Е. К. Сычевской); Млекопитающие: <i>Ochotona</i> sp. (по А. А. Гуреву)	<i>Tilia</i> sp., <i>Betula</i> sp. (sect. <i>Albae</i>), <i>Betula</i> cf. <i>tianschanica</i> Rupr., <i>Betula</i> cf. <i>subpubescens</i> (pubescens Ehrh.), <i>Equisetum</i> sp., <i>Coniferales</i> (?), <i>Salix</i> sp. (по Т. А. Якубовской)	В верхах наблюдается постепенное выпадение широколиственных пород, увеличение доли хвойных с преобладанием сосен и значительным содержанием березы	Умеренно-влажный и теплый климат	На фоне продолжающегося поднятия — углубление и расширение межгорных котловин
Кошагачская свита (N ₁ csch)	Моллюски: <i>Cipangopaludina</i> cf. <i>lecythoides</i> Benson, <i>Cipangopaludina</i> sp., <i>Tulotoma</i> aff. <i>tulotomoides</i> Jen., <i>Tulotoma</i> sp. (по Г. Г. Мартинсону)	<i>Diospyrus brachypala</i> A. Br., <i>Juglans acuminata</i> A. Br., <i>Quercus</i> sp., <i>Populus</i> sp., <i>Alnus</i> sp., <i>Salix</i> sp., <i>Pinus</i> sp., <i>Picea</i> sp., <i>Tsuga</i> sp., <i>Tupha</i> sp., <i>Trapa borealis</i> Heer., <i>Phragmites oenigensis</i> Heer., <i>Staphylea</i> sp., St. cf. <i>ragosa</i> Ant., <i>Cornus</i> cf., <i>gorbanovi</i> Dun., <i>Aralia</i> sp., <i>Epipremnum heterobrachium</i> , Ep. <i>menispermoides</i> , <i>Decodon globosus</i> Nikitin, <i>Decodon sibiricus</i> Nikitin, <i>Dicliocarya amengelini</i> Reid., <i>Rubus</i> sp., <i>Lycopus</i> sp., <i>Nymphaeae</i> , <i>Aldrovanda sibirica</i> Nikitin (по В. А. Хахлову, И. В. Палибину, П. А. Никитину и В. И. Дорофееву)	Смешанные леса, содержащие широколиственные породы (<i>Ulmus</i> , <i>Fagus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Corylus</i> , <i>Carpinus</i> , <i>Pterocarya</i> , <i>Carya</i> , <i>Juglans</i> , <i>Ilex</i>)	Влажный, теплый климат, способствующий широкому распространению древесной растительности и процессам углеобразования	Усиленное прогибание межгорных котловин (Чуйской до 500—750 м, Курайской до 350 м)
Карацумская свита (Pg ₂ kch)	Моллюски: единичные раковины <i>Succinea</i> sp., <i>Gyraulus</i> sp. (по Г. Ф. Лунгерсгаузену)		Редкая пыльца широколиственных пород (<i>Carya</i> , <i>Pterocarya</i> , <i>Tilia</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Juglandaceae</i>), единичные хвойные (<i>Picea</i> sp. и <i>Pinus</i> sp.)	Влажный, достаточно теплый климат, способствующий процессам химического выветривания каолинового типа	Оживление тектонической активности. На фоне общего поднятия — заложение межгорных котловин. Небольшой эрозионный врез
Кора выветривания (cl Pg)					Стабильные тектонические условия. Процессы денудации, разрушения и сноса продуктов выветривания

Отложения карачумской свиты распространены преимущественно в котловинах Юго-Восточного Алтая, куда выносились и где сохранялись под молодыми осадками продукты разрушения коры выветривания. В Чуйской котловине отложения карачумской свиты развиты наиболее полно. В прибортовых ее частях наблюдаются преимущественно делювиальные и пролювиальные отложения, которые в центральных частях впадины замещаются аллювиально-озерными.



Фиг. 4. Разрезы коры выветривания и карачумской свиты по северному и западному бортам Чуйской впадины. Условные обозначения см. на фиг. 13

Стратотипический разрез свиты был описан в северо-западной части котловины (фиг. 4) на левобережье р. Кызыл-Чин, где на коре выветривания залегают снизу вверх:

- | | Мощность
м |
|---|---------------|
| 1. Галечник и щебень в светло-сером и белесоватом гравийном песке (базальный горизонт). Размеры галек от 0,05 до 0,1 м, окатанность средняя и плохая. Ориентировка обломочного материала горизонтально-наклонная, согласно наклону борта (азимут падения 80°, $\angle 5^\circ$). По составу преобладают породы, весьма устойчивые к выветриванию: фельзиты, кварцевые порфиры — до 65%, реже кварциты — 10%, голубоватые, розовые и темно-серые силицилиты — 25%. Гальки несколько затронуты выветриванием — обелены с поверхности, местами ожелезнены по трещинам. Горизонт галечника выклинивается от гор к центру котловины | 0,8—1,0 |
| 2. Глины розоватые, песчанистые, неслоистые, с включениями мелкого сильно выветрелого гравия | 2,8 |
| 3. Глины ярко-белые, комковатые, с включениями мелких разрушенных обломков коренных пород | 0,8 |
| 4. Песок коричневато-бурый, ожелезненный, грубозернистый, с прослоями гравия | 1,2 |
| 5. Глина ярко-белая, неслоистая, с мелким щебнем и гравием | 0,3 |
| Конгло-брекчия плотная, ожелезненная, состоящая из сильно выветрелых обломков коренных пород | 0,5 |

7. Глины белесоватые и малиново-красные, переслаивающиеся с ярко-кирпичными песками и гравийниками. Слоистость невыдержанная, линзовидная. В глинах отмечаются отдельные прослой щебня и гравия, состоящего из кислых эффузивов и кремней 12
8. Глины светло-серые, неслоистые, обладающие столбчатой отдельностью, с включениями мелких галек и гравия, переходящие выше в буровато-серые, пятнистоокрашенные оскольчатые, неслоистые глины. Отмечаются тонкие (0,05 м) железненные прослой. По всему слою распространены темно-бурые, иногда почти черные, шаровидные конкреции лимонитизированного сидерита. Размеры конкреций от 0,1 до 0,5 м. Наблюдается увеличение их размера в более тонкозернистых разностях пород 3,2
9. Глины светло-бурые, песчанистые, с отдельными прослоями и линзами гравия и галечника, чередующиеся с горизонтами бурых конкреций лимонитизированного сидерита. Слоистость в низах толщи неясно выраженная, круто наклонная, выше — горизонтальная 12,5 (видимая)

Характер описанных отложений указывает, что снизу вверх происходит смена грубых делювиально-пролювиальных осадков горизонтально-слоистыми, преимущественно глинистыми отложениями, с горизонтами сидеритовых конкреций, отлагавшихся уже в водных, видимо, прибрежных условиях.

Гранулометрический состав отложений карачумской свиты описанного обнажения приведен в табл. 2, из которой видно, что породы плохо

Таблица 2

Гранулометрический состав отложений карачумской свиты (в %)

№ образца	Размеры фракций, мм						
	2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01
34/19	—	0,25	0,75	0,45	1,65	2,55	94,35
34/18	36,4	0,3	0,3	7,15	1,8	0,8	53,25
34/15	10,85	7,0	8,65	2,0	2,4	17,0	52,1
34/12	0,20	0,85	1,95	1,10	2,15	4,05	89,7
34/10	0,7	0,35	1,45	0,65	1,4	1,75	93,7

сортированы, хотя основная роль и принадлежит тонкоалевритовому и пелитовому материалу, повсюду имеется примесь как песчаных, так и гравийных частиц. Под микроскопом отчетливо проявляется несортированный характер обломочного материала. Видно, что в пелитоморфную слабо поляризующую кремнисто-глинистую массу погружены алевритовые и песчаные обломки кварца и крупные обломки железненных глинистых пород, кремней и эффузивов. Характерна очень невысокая окатанность обломочного материала. В отдельных прослоях глинистая масса сильно переработана гипергенными процессами, в результате чего в ней появились неправильной формы участки ярко поляризующего крупнораскристаллизованного глинистого вещества, обычно интенсивно ожелезненного. Термический анализ глинистой фракции показал, что основная масса глинистого вещества принадлежит каолиниту с небольшой примесью монтмориллонита. В алевритовой фракции пород карачумской свиты присутствует до 12% тяжелых минералов. Главная роль среди них принадлежит рудным (80—99%), характерно также устойчивое значительное содержание циркона (до 20%) и незначительное количество пироксенов, роговой обманки и минералов группы эпидота.

На правобережье низовьев р. Чаган-Узун и на водоразделе с р. Чуей разрез карачумской свиты имеет сходный характер. Выше коры выветривания располагаются грубозернистые серые и зеленовато-бурые щеб-

нистые супеси и пески, заключающие массу сильно выветрелых обломков коренных пород. Литологические особенности этих отложений (грубая наклонная слоистость, свойственная отложениям временных потоков, пресобладающий грубый щебневый материал) свидетельствуют о делювиально-пролювиальном генезисе этих осадков. Мощность этой пачки около 10 м, выше она постепенно сменяется горизонтальнослоистыми пестроокрашенными песками и глинами с горизонтами лимонитовых конкреций.

На левобережье р. Чаган-Узун и по его притокам — рекам Ак-Кая и Талды-Дюргун наблюдается постепенный переход пород карачумской свиты в вышележащие угленосные отложения кошагачской свиты. Общая мощность отложений свиты в северо-западной части котловины составляет около 40 м.

Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1958) указывают, что среди делювиальных отложений карачумской свиты встречаются прослой палео-желтых неслоистых карбонатных суглинков типа «каменных» лёссов с раковинами пресноводных и наземных моллюсков. Они считают возможным выделить делювиальные фации карачумской свиты в самостоятельную подсвиту (1961₂). Однако изучение ряда разрезов в низовьях р. Чаган-Узун убедило нас в том, что делювиальные и озерные осадки карачумской свиты занимают определенное геоморфологическое положение в древнем рельефе и связаны между собой фациальными переходами, что предполагает их одновременное накопление.

В южных частях Чуйской котловины продукты разрушения коры выветривания откладывались в водных условиях. В скважинах видно, что выше сильно выветрелых песчаников и алевролитов девона вскрываются глинисто-алевритовые горизонтальнослоистые отложения мощностью 10—15 м с большим количеством обломочного достаточно хорошо окатанного материала. Гравий и гальки сильно выветрелые, рыхлые, иногда превращены в глинистую массу с зернами кварца. Окраска пород коричнево-буро-желтая, реже белесовато-серая. С приближением к борту впадины в разрезах свиты увеличивается роль грубообломочных пород пролювиального генезиса, замещающих озерные осадки.

В Курайской котловине карачумская свита тесно связана в своем распространении с корой выветривания, и их довольно трудно разделить. В. А. Ласьков в 1956 г. описал небольшую по мощности (от 3 до 8 м) пачку глин светло-серого, желтого, малинового и зеленого цветов, вскрывающихся под неогеновыми осадками на правобережье р. Курай среди останцовых массивов девонских пород. Эти щебнисто-гравийные глины переслаиваются в виде срезающих друг друга линз длиной в 5—6 м. Предполагается присутствие осадков карачумской свиты и в разрезах скважин у пос. Акташ (верхний).

В Джулукульской котловине отложения карачумской свиты отмечаются только в долине р. Могун-Бурень на отрезке между устьями рек Дуруг-Су и Усту-Гимате. Здесь в основании отложений высоких (80-метровых) террас на сильно выветрелых гранитах цоколя залегает горизонт галечника в светлом разномзернистом песке. В составе обломочного материала резко преобладают гальки устойчивых пород — кварца (до 50—55%) и кварцитов (до 30%), меньше галек лейкократовых гранитов (до 10%), диоритов (до 10%), кварц-хлоритовых и серицитовых сланцев (до 15%). Гальки всех пород, кроме кварца и кварцитов, сильно выветрелые, трещиноватые, рассыпаются в руках. Окатанность обломочного материала слабая, размеры его 0,05—0,1 м. Песчано-гравийный материал почти белый, состоит из неокатанных зерен кварца, разрушенных каолинизированных полевых шпатов и слюды. Горизонт галечников залегает наклонно по падению склона (до 15—20°) и хорошо прослеживается на местности благодаря своему ярко-белому цвету. Его мощность

составляет всего 1,5—2,0 м. Галечники напоминают базальный горизонт карачумской свиты в Чуйской котловине на левобережье р. Чаган-Узун. На левобережье р. Могул-Бурень эти отложения перекрываются ярко-бурыми пролювиальными галечниками эоплейстоцена. В других котловинах отложения карачумской свиты пока неизвестны. Вероятно, это объясняется трудностью их отделения от древней коры выветривания.

Органические остатки, обнаруженные в отложениях карачумской свиты, очень немногочисленны. Е. Н. Шукина (1960) указывает, что в верхней части свиты в долине р. Кызыл-Чин О. В. Матвеевой была определена пыльца широколиственных деревьев (*Carya*, *Tilia*, *Pterocarya*, *Ulmus*, *Juglandaceae*), а также древних видов хвойных (*Picea* sp., *Pinus* sp.), значительное количество вересковых и водных растений — рогазо (Turphaceae), кувшинок (*Nymphaeaceae*), папоротников. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1958) указывают на единичные раковины пресноводных и наземных моллюсков (*Succinea*, *Gyraulus*).

Все приведенные находки стратиграфического значения не имеют. Вопрос о возрасте карачумской свиты определяется ее стратиграфическим положением под миоценовыми осадками кошагацкой свиты. Е. Н. Шукина (1960), Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1958, 1961) определяют возраст карачумской свиты верхним палеогеном, что является наиболее приемлемым в настоящее время, хотя и весьма условным.

На смежных с Алтаем территориях выделяются толщи, которые по своему стратиграфическому положению и литологическому составу могут быть сопоставлены с карачумской свитой. Подобные сопоставления достаточно условны, тем не менее они позволяют выяснить общие черты и условия накопления осадков смежных регионов.

Наиболее близким к карачумской свите по своей литологии и стратиграфическому положению в основании разреза неогеновых отложений является «нижний обломочный горизонт», выделенный Л. Д. Шорыгиной (1960) в Западной Туве. Эти отложения представлены пролювиальными песками и глинами, содержащими щебень сильно выветрелых палеозойских пород. Осадки окрашены в яркие кирпично-красные и бурые тона и имеют невыдержанную грубую слоистость. Их мощность достигает местами 80—120 м. Литология, генезис, четко выявляющаяся приуроченность «нижнего обломочного горизонта» к окраинным прибортовым частям межгорных впадин Тувы и его залегание под неогеном сближают этот горизонт с отложениями карачумской свиты. Усилившиеся в верхнем палеогене тектонические движения при оформлении межгорных впадин как в Туве, так и на Алтае привели к интенсивному разрушению и переотложению коры выветривания. Накопление осадков в близких условиях и определило их общие литологические особенности. Органических остатков, за исключением спор и пыльцы, в описанных отложениях не найдено. Последние, как указывает Л. Д. Шорыгина, позволяют отнести «нижний обломочный горизонт» к палеогену.

В Рудном Алтае И. С. Чумаков (1957, 1958) выделил чаграйскую свиту верхнего олигоцена. Формирование осадков этой свиты связано с размывом и переотложением нижнепалеогеновой коры выветривания. Они представлены охристо-белыми сухаристыми глинами и кварцевыми грубозернистыми песками. Местами породы обогащены железистыми оолитами и гравием. Для отложений свиты характерны плохая окатанность материала, приуроченность к прибортовым частям депрессий, преимущественно каолиновый состав глин. И. С. Чумаков сопоставляет чаграйскую свиту с так называемой «IV свитой» олигоцена, выделенной К. В. Никифоровой в Прииртышье. Свита в основании сложена гравийно-песчаным материалом с кварцевыми галечниками и линзами пестроокрашенных каолиновых глин, сменяющимися вверх по разрезу кварцевыми песками и алевролитами.

В восточной части Казахского нагорья К. В. Никифоровой (1960) выделяется асказансорская свита, являющаяся стратиграфическим аналогом «IV свиты» олигоцена Прииртышья. В строении ее принимают участие главным образом кварцевые разнотекстурированные пески с прослоями мелкогалечных конгломератов. Окатанность обломочного материала обычно невысокая, в его составе преобладают устойчивые к выветриванию породы. Возраст асказансорской свиты определяется нахождением многочисленной фауны индрикотериевого комплекса, характерного для среднего — верхнего олигоцена. Залегание асказансорской свиты с глубоким размывом на среднеолигоценовых отложениях определяет ее верхнеолигоценовый возраст.

В Западно-Сибирской низменности среди отложений верхнего олигоцена выделяется ряд свит, относимых к верхней части так называемой некрасовской серии. П. Г. Зальцман (1957) выделяет в верхнем олигоцене зятяковскую и знаменскую подсвиты, представленные полимиктовыми песками и алевролитами. В прибортовых участках Обь-Иртышской синеклизы в составе этих отложений появляются прослои каолиновых глин.

По флористическому составу отложений верхнего олигоцена предальтайские районы Западной Сибири отличаются от более западных районов Прииртышья и Казахстана преобладанием хвойношироколиственных пород деревьев.

В Енисейском кряже карачумской свите, видимо, в какой-то своей части соответствуют осадки бельской свиты К. В. Боголепова (1961). Он отмечает грубый песчано-гравийный состав отложений этой свиты, развитой в прибортовых частях депрессий, и преимущественно бейделит-каолиновый состав глин. Эти осадки формировались в озерных и речных условиях за счет разрушения и перемыва палеогеновой коры выветривания каолинитового состава. В озерно-старичных фациях встречаются прослои бурых углей, лигнитов, местами развиты сидериты и бурые железняки. Отложения хорошо охарактеризованы палинологически. Преобладают спорово-пыльцевые комплексы хвойно-широколиственных лесов тургайского типа.

Проводя сопоставление отложений карачумской и бельской свит, мы хотели бы подчеркнуть, что литологически весьма близки лишь грубообломочные (безугольные) их разности, развитые в прибортовых частях впадин. Угленосные отложения бельской свиты весьма сходны с осадками кошагачской свиты, о чем будет сказано ниже.

По южной окраине Сибирской платформы и во впадинах Прибайкалья и Забайкалья широко развиты аллювиальные и озерные продукты переотложения древней коры выветривания, выделенные Э. И. Равским (1959) в ользонскую свиту. Свита эта представлена светлыми и пестрыми песчаными и глинистыми отложениями. В составе обломочного материала резко преобладают породы, устойчивые к выветриванию. Цемент песчаный, реже глинистый, каолинистый. Отложения имеют небольшую (2—10 м) мощность и распространены на водоразделах (аллювиальная фация) вне современной речной сети или выполняют небольшие тектонические депрессии (озерная фация), где обычно содержат маломощные прослои бурых углей и лигнитов. Спорово-пыльцевые комплексы ользонской свиты так же, как и бельской, указывают на развитие хвойно-широколиственных лесов тургайского типа с отдельными элементами субтропической флоры.

Проведя возможное сопоставление верхнепалеогеновых осадков смежных регионов, мы видим, что описанные отложения в большой степени формировались за счет разрушения и переотложения продуктов коры выветривания. В связи с этим существует ряд литологических особенностей, сближающих эти толщи.

Выделяются две различные фациально-структурные области, в пределах которых накопление осадков происходило в различных условиях. В Алтае-Саянской горной области при заложении межгорных впадин накапливались грубые пролювиально-делювиальные отложения за счет размыва и сноса материала коры выветривания с приподнятых горных окраин. Здесь преобладают грубые галечно-песчаные разности, отличающиеся слабой окатанностью обломочного материала, среди которого присутствуют устойчивые к выветриванию и сильно выветрелые породы. В прибортовых частях котловин отмечаются значительные мощности отложений. В центральных частях тектонических депрессий преобладают глинисто-песчаные озерные осадки небольшой мощности, значительно обогащенные выветрелым грубообломочным материалом.

В прилегающих частях Восточного Казахстана, Рудного Алтая, Западной Сибири и юга Сибирской платформы отложения, обогащенные продуктами размываемой нижнепалеогеновой коры выветривания, накапливались преимущественно в озерных и речных условиях. В связи с меньшей контрастностью верхнепалеогенового рельефа этих территорий отложения имеют менее грубообломочный состав. Они представлены преимущественно глинами, алевритами, песками, реже галечниками.

Нижний — средний миоцен

Кошагачская свита (N_{1csch})

Угленосные отложения, выделяемые в кошагачскую свиту, известны на Юго-Восточном Алтае достаточно давно. В. А. Обручевым (1915) они были отнесены к плиоцену. В. П. Нехорошев (1932), на основании находок широколиственной флоры, определил их возраст как олигоцен-мисценовый. Стратиграфическое положение угленосных отложений в схемах А. В. Аксарина (1938) и Е. Н. Щукиной (1953) аналогично: они занимают самые верхи разреза озерно-аллювиальной серии верхнего олигоцена — нижнего миоцена. Такое ошибочное помещение угленосных отложений в самые верхи нижнего (палеоген-неогенового) комплекса осадков объясняется тем, что изучение соотношений отдельных горизонтов проводилось, в основном, по долине р. Туерык, где разрывная тектоника скрывает их истинные стратиграфические взаимоотношения.

В результате работ геологов ВАГТа и Курайской экспедиции ЗСГУ было установлено истинное положение угленосной толщи в разрезе третичных отложений. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1957) выделили ее в кошагачскую свиту, поместили в основание разреза и датировали ее возраст миоценом. К подобным же выводам пришла и Е. Н. Щукина (1960).

Отложения кошагачской свиты развиты во всех крупных межгорных котловинах Юго-Восточного Алтая — Чуйской, Курайской, Джулукульской и Самахинской. Они представлены коричневато-серыми и светлыми глинами, гравелистыми песками и алевритами с прослоями бурых углей, иногда с горизонтами сидеритовых конкреций. Отложения выполняют преимущественно центральные части указанных котловин, где достигают значительной (200—350 м) мощности и вскрываются скважинами под толщами более молодых осадков. По периферии котловин мощность угленосных отложений уменьшается, и они приобретают более грубый состав. Угленосные прослои распределены неравномерно, будучи приурочены главным образом к прибортовым частям котловин. В центральных же частях крупных котловин, в частности в Чуйской, отложения свиты почти безугольны.

В Чуйской впадине, где отложения кошагачской свиты изучены наиболее полно, можно выделить три основных типа ее разрывов,

занимающих определенное структурно-фациальное положение в поперечном профиле этой впадины.

Первый тип разреза характерен для северо-западной и северной окраины котловины, где отложения отличаются наибольшей насыщенностью угленосными горизонтами (от 3 до 10%), алеврито-песчаным и глинистым составом осадков, наличием прослоев и линз сидеритовых конкреций. Здесь низы отложений кошагачской свиты вскрываются скважинами на правобережье р. Туерык в районе г. Красной, где они залегают на палеозое или на отложениях карачумской свиты. В скв. 95 отложения кошагачской свиты залегают под осадками туерыкской свиты на глубине 38,10 м. Разрез их следующий.

Глубина, м

1. Глины светлые, сизовато-серые, плотные, неслоистые, иногда листоватые, чередующиеся с тонкими (0,5—0,7 м) прослоями песков и алевритов. Пески разнозернистые, светло-серые, хорошо промытые, полимиктового состава, обогащенные слюдой и мелким гравием (0,5—0,7 см в диаметре). В глинах наблюдаются углистые примазки, мелкие угольки, единичная битая ракуша	38,10—50,00
2. Глины сизовато-серые, песчанистые, сильно слюdistые, в низах переходящие в плотные алевриты	50,00—55,05
3. Галечники плохо окатанные и щебни серпентинитов в темно-сером гравийном слюдистом песке	55,05—56,95
4. Песчаники рыхлые, темно-серые, с включением обугленного растительного детрита. Масса обломков толстостенных гастропод	56,95—58,00
5. Глины темно-серые, почти черные, углистые, алевритистые с включением мелких неокатанных обломков и гравия палеозойских пород	58,00—59,05
6. Гравелиты в песчано-алевритистом цементе темно-серого и серого цвета. Отдельные углистые прослои почти черного цвета мощностью до 0,1 м. С глубины 60,45 м гравелиты постепенно замещаются слабо окатанными разрушенными обломками серпентинитов в светло-сером и зеленоватом песчано-алевритовом цементе	59,05—62,85
7. Сильно разрушенные, выветрелые серпентиниты, переходящие ниже в плотные разности	62,85—65,00

Нижние горизонты угленосных отложений кошагачской свиты, залегающие на породах карачумской свиты, обнажаются в ряде оврагов на правобережье р. Чаган-Узун. Здесь, согласно Г. Ф. Лунгерсгаузену и О. А. Раковец (1958), в основании кошагачской свиты наблюдается горизонт базального галечника и щебня, отделяющего глинисто-алевритовые породы кошагачской свиты от пестроцветных отложений карачумской свиты. Этот горизонт прослеживается не повсеместно, а появляется лишь вблизи выступов коренных пород. Местами же он не наблюдается, и породы карачумской свиты вверх постепенно сменяются угленосными осадками кошагачской свиты. Подобный постепенный переход отмечен в скважине на левобережье р. Талды-Дюргун.

В северо-западной части Чуйской котловины в низовьях р. Чаган-Узун и на правом берегу р. Чуи против пос. Чаган-Узун самые нижние части кошагачской свиты представлены безугольными разностями. Эти отложения были выделены в отдельную «глинисто-сидеритовую» свиту М. Х. Аникиной и Г. А. Беляевой в 1956 г. Как пример такого типа разреза низов свиты приведем описание обнажения на левобережье р. Талды-Дюргун (сверху вниз):

Мощность, м

1. Алевриты глинистые, серые и розовато-серые, неслоистые, оскольчато-щебенчатые	2,6
2. Пески алевритистые, ярко-бурые, с мелким щебнем, образующим тонкие прослои и неправильные линзы. Встречаются небольшие шаровидные конкреции лимонитизированного сидерита коричневатого бурого цвета. С поверхности они имеют скорлуповатую отдельность и распадаются на черепковидные обломки	2,1
3. Песчаники буровато-серые, плотные, чередующиеся с прослоями и линзами темно-серой глины, содержащей сидеритовые конкреции	9,8

- | | |
|--|-----|
| 4. Гравелиты желтовато-серые, плотные, зерна гравия слабо окатаны, цемент песчанисто-алевритовый. В отдельных линзах видна четкая косая слоистость аллювиального типа | 1,6 |
| 5. Глины темно-коричневые, чередующиеся с прослоями алевритов и темно-серых песков, обогащенных черным растительным детритом, концентрирующимся в тонкие (0,5—1,0 см) прослои | 0,5 |
| 6. Пески и песчаные алевриты ярко-бурого и темно-бурого цвета, переслаивающиеся между собой и содержащие отдельные линзы плохо окатанного гравия местных пород | 2,8 |
| 7. Алевриты глинистые, неравномерно окрашенные в буровато-коричневые тона, плотные, неслоистые, оскольчатые, заключающие маломощные (0,2—0,3 м) прослои и линзы серых песчаников с уплотненными стяжениями конкреционного типа | 3,2 |
| 8. Песчаники разнотекстурные, серые, плотные, горизонтально- и косослоистые, в основании слоя обогащенные мелким гравием | 1,6 |
| 9. Алевриты песчаные, светло-бурые, неслоистые, с многочисленными прослойно расположенными крупными (до 0,5 м в диаметре) конкрециями лимонитизированных сферосидеритов. Цвет их темно-коричневый, на склоне темно-серый, местами буровато-серый. Конкрекции обнаруживают концентрическое строение, распадаясь на черепковидные обломки. Во всем слое наблюдается масса мелкой гальки метаморфических сланцев, песчаников и кварца. Встречаются маломощные (0,2—0,3 м) прослои глин с характерной оскольчатой и комковатой текстурой | 3,5 |

Общая мощность описанных отложений в районе р. Чаган-Узун и на правобережье р. Чуи не превышает 25—30 м.

Вдоль южного подножия Курайского хребта от пос. Чаган-Узун до долины р. Табошак на расстоянии почти 30 км прослеживаются выходы пород кошагачской свиты. Эти отложения смяты в пологие, вытянутые вдоль хребта складки, разбиты многочисленными сбросами, сильно деформированы оползнями. Вследствие сложной тектоники и значительной фациальной изменчивости отложений детальные разрезы свиты, описанные А. В. Аксариным, Е. Н. Щукиной, М. Х. Аникиной, Г. Б. Беляевой, О. А. Раковец и нами, не всегда сопоставимы. Но все они имеют общие черты: угленосность, глинисто-алевритовый состав, значительные мощности пород (фиг. 5).

К северу от пос. Чаган-Узун разрез отложений кошагачской свиты состоит из трех пачек. Нижняя представлена коричневатого-серыми и зеленоватого-серыми рассланцованными, местами листоватыми глинами с прослоями и линзами алевритов и тонко- и среднетекстурных рыхлых песчаников. Основная масса прослоев и линз углей заключена в нижней пачке, где они обычно имеют мощность от 0,1—0,2 до 2,5 м. А. В. Аксарин (1937) выделяет семь крупных пластов угля с максимальной мощностью до 3,67 м. Угли коричневатого-черные, на свежем изломе смолисто-черные, плотные, при выходе на поверхность быстро разрушаются, переходят в угольную труху. По своему характеру они относятся к сапропелевым высокозольным углям автохтонного типа, сходным с мезозойскими углями Канского и Чулымо-Енисейского районов. В них содержится большое количество полуразложившихся растительных остатков, водорослей, игл губок, встречаются кристаллы и сростки гипса (до 5—7 см), пирит и янтарь.

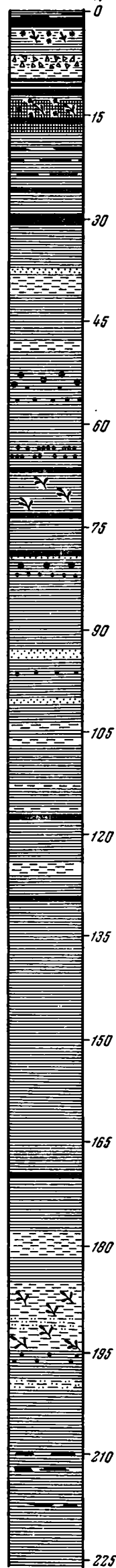
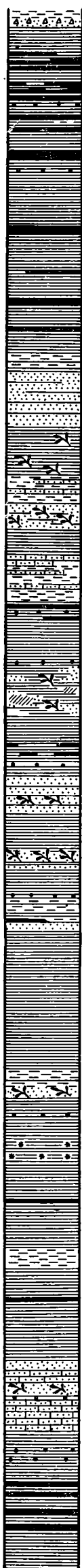
Средняя часть разреза представлена пачкой плотных темно-бурых слабо окисленных глин, переслаивающихся с алевритами светло-серой и зеленоватого-серой окраски. Отмечаются редкие маломощные прослои бурых углей и горизонты сидеритовых конкреций.

В самых верхах разреза вновь появляются коричневатого-серые и зеленоватого-коричневые глины и алевриты с прослоями бурых углей и темных углистых сланцев и аргиллитов. Из этого горизонта в обнажениях и в скв. 95, 96 нами были собраны раковины гастропод: *Cipangopoludina* cf. *lecythoides* (Benson), *Cipangopoludina* sp., *Tulotoma* aff. *tulotomoides* Gen. (определение Г. Г. Мартинсона). Эта фауна соответствует,

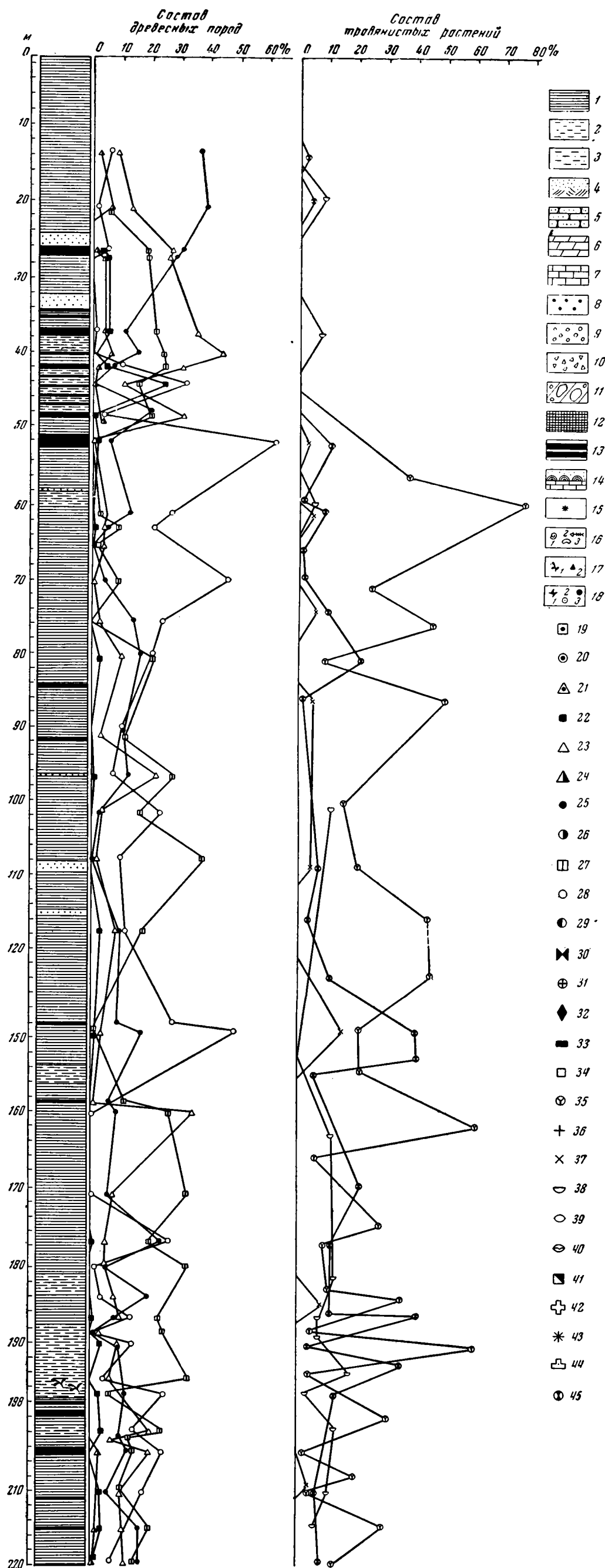
Южный склон
Курайского хребта
в 2,5 км к СВ от пос.
Чаган-Узун

Правый берег р. Чуи
в 2,5 км к ССЗ
от г. Красной

Левый берег
р. Тугерлык
в 4 км к ССВ
от г. Красной



Фиг. 5. Разрезы кошагачской свиты северного борта Чуйской котловины. Условные обозначения см. на фиг. 13



Фиг. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений кошагачской свиты. Разрез по р. Туерык (материал М. Х. Аникиной, аналитик Г. А. Беляева). Условные обозначения к спорово-пыльцевым диаграммам:

1 — глины; 2 — суглинки; 3 — песчаные суглинки; 4 — пески (иногда косослоистые); 5 — песчаники; 6 — мергели; 7 — известняки; 8 — гравелиты; 9 — галечники, конгломераты; 10 — щебеночники; 11 — морена; 12 — торфы, лигниты; 13 — бурые угли; 14 — строматолиты; 15 — заглизованность; 16 — фауна пресноводных моллюсков (1), остракод (2), рыб (3); 17 — флора листовая (1) — споры и пыльца (2); 18 — ожелезненность (1), оолиты (2), конкреции (3). Общий состав пыльцы: 19 — древесные; 20 — травянистые; 21 — споры. Пыльца древесных пород: 22 — сумма широколиственных; 23 — *Picea* sp.; 24 — *Abies* sp.; 25 — *Pinus* sp. (для плейстоценовых отложений — *P. sibirica*); 26 — *Pinus silvestris*; 27 — *Tsuga* sp.; 28 — *Betula* sp.; 29 — *Betula* Sect. *Nanae*; 30 — *Salix* sp.; 31 — *Salix polaris*; 32 — *Alnus* sp.; 33 — *Corylus*; 34 — *Pinaceae*. Пыльца травянистых растений: 35 — *Ericaceae*; 36 — *Artemisia*; 37 — *Chenopodiaceae*; 38 — *Poly-podiaceae*; 39 — *Gramineae*; 40 — *Ephedra*; 41 — *Lycopodiaceae*; 42 — *Caryophyllaceae*; 43 — *Compositae*; 44 — *Umbelliperaeae*; 45 — разнотравье

по Г. Г. Мартинсону (1961), нижнемиоценовой фауне Юго-Восточного Прибайкалья, Советского Приморья и Китая, где она также встречается в угленосных толщах.

Из отложений кошагачской свиты в районе Чаган-Узунского бурого угольного месторождения А. В. Аксариным в 1937 г. было собрано большое количество растительных остатков, листьев, семян и плодов. Среди них В. А. Хохловым были определены листовые отпечатки: *Diospyros brachysepala* A. Br., *Juglans acuminata* A. Br., *Populus* sp., *Alnus* sp., *Salix* sp. П. А. Никитин обнаружил плоды и семена *Sparganium* sp., *Epipremnum heterobrachium*, *Epipremnites menispides*, *Decodon gibbosus* Reid., *Didlidocarya amengelii* Reid., *Rubus* sp., *Lycopus* sp., *Quercus* sp., *Tsuga* sp., *Pinus* sp., *Aldrovanda sibirica* Nikit., *Picea* sp., *Fungia* (?), Cyanoophyceae, Ericaceae, *Filicinae*, *Nymphaeaceae*.

Несколько западнее в верховьях р. Туерык (левый берег) отложения кошагачской свиты монокиально падают в сторону хребта, где они перекрыты грубыми пролювиальными отложениями эоплейстоцена. Это обнажение было подробно изучено Е. Н. Щукиной, М. Х. Аникиной и Г. Б. Беляевой, О. А. Раковец и нами в 1960 г. и является одним из опорных обнажений кошагачской свиты северной окраины котловины. Здесь (сверху вниз) обнажаются:

	Мощность, м
1. Аргиллиты углистые, светло-коричневые, легкие, плитчатые	1,6
2. Угли бурые, рыхлые, с прослоями зеленовато-желтых комковатых глин	0,9
3. Переслаивание глин серых, коричневатых-серых, зеленоватых со светло-бурыми алевроитами, содержащими отдельные тонкие (до 0,05 м) прослои бурого угля. На плоскостях напластования часты отпечатки листьев и кристаллы гипса	8,3
4. Угли темно-бурые, рыхлые, с включениями серой вязкой глины	0,8
5. Диатомиты светло-коричневые, легкие, плитчатые, тонко переслаивающиеся с лигнитом	2,5
6. Угли бурые, очень рыхлые, комковатые	0,4
7. Диатомиты темно-коричневые, переслаивающиеся с лигнитами и углистыми глинами	2,1
8. Глины плотные, коричневатые-серые, зеленовато-серые, иногда белесые, с тонкими прослоями и линзами алевроитов. Небольшие (до 1,0—1,5 м) прослои бурых углей темно-коричневого и черного цвета	27,7
9. Глины светло-голубовато-серые, плотные, с включениями крупных, по-слойно расположенных конкреций сидеритов диаметром до 0,5 м	4,2
10. Глины светло-бурые, коричневые, белесые, с отдельными овальными включениями ожелезненных песчаников	9,3
11. Угли черно-коричневые, рыхлые, комковатые	0,35
12. Тонкое (по 0,1—0,15 м) переслаивание глин темно-коричневых, светло-бурых и почти белых	4,2
13. Угли буровато-коричневые, плитчатые, довольно рыхлые с выцветами гипса	0,6
14. Переслаивание углистых глин, алевроитов и песчаников светло-бурых и коричневатых. Отдельные горизонты с мелкими округлыми стяжениями лимонитизированных песчаников	12,6
15. Песчаник среднезернистый, рыхлый, ожелезненный, светло-бурый, желтоватый	1,0
16. Неправильное чередование глин светло-серых, зеленоватых, реже коричневатых-бурых и алевроитов, преимущественно буровато-серых слабо ожелезненных. Отдельные прослои и линзы песков желтовато-серых, хорошо промытых, иногда косослоистых, аллювиального типа с двумя маломощными (0,2 м) прослоями бурого рыхлого лигнита	18,2
17. Глины алевроитистые, зеленовато-бурые и коричневатые, плотные, некарбонатные и неслоистые	28,0
18. Угли сланцеватые, на изломе черные, с поверхности буроватые, рыхлые	0,6
19. Глины буроватые, чередующиеся с прослоями алевроитов и тонкозернистых рыхлых песчаников светло-серого и желтоватого цветов. Отмечаются многочисленные растительные остатки, образующие тонкие (до 0,5—0,01 м) прослои и линзы. Редкие горизонты с конкрециями лимонитизированных сидеритов. В самых низах среди углистой черной сланцеватой глины два (0,25 и 0,5 м) прослоя бурых рыхлых углей	23

Палинологический анализ отложений, произведенный Г. А. Беляевой и М. А. Петросянц, показал (фиг. 6), что время накопления отложений этой части разреза кошагачской свиты характеризуется развитием довольно разреженных смешанных лесов, в составе которых господствующее значение имеет береза, несколько меньшим распространением пользуются представители темнохвойной тайги: ель, тсуга, пихта. Отмечается относительно невысокая примесь разнообразных широколиственных пород — вяза, липы, лещины, граба, бука, лапины, карии, ореха, падуба. В составе травянистых сообществ основная роль принадлежит вересковым, достигающим максимального развития (до 80%) во второй половине рассматриваемой эпохи. К самому концу ее наблюдается резкое падение содержания пыльцы березы, лебедовых, разнотравья и вновь увеличивается роль ели и тсуги в сочетании с широколиственными породами. Таким образом, в средней части разреза в развитии растительности намечается ярко выраженный «березовый максимум», сопровождающийся появлением степных форм разнотравья; в нижней и самой верхней частях разреза преобладают хвойно-широколиственные леса.

К востоку от долины р. Туерык угленосные отложения кошагачской свиты участвуют в строении широтно ориентированных складок третичных пород. В вершине р. Бекен самые верхние горизонты представлены 25—30-метровой пачкой темно-коричневых и зеленоватых плотных глин, местами переходящих в аргиллиты и бурые песчаники. Эти породы залегают в ядре пологой антиклинальной складки широтного простирания. Указанная пачка глин характерна для самых верхов кошагачской свиты северо-западной части Чуйской котловины, и по ее кровле условно проводится граница с туерыкской свитой. Из отложений этой пачки Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1958) были определены плохо сохранившиеся вивипариды из группы *barboti-megarensis* и сильно деформированные раковины остракод *Candoniella* sp., *Candona* sp.

Самые восточные выходы пород кошагачской свиты на левобережье р. Табошак были детально изучены Е. Н. Шукиной в 1937 г. Здесь обнажается преимущественно верхняя часть разреза свиты, для которой характерно чередование коричневых, серых, розовато-серых и бурых плитчатых глин, переполненных растительными остатками, среди которых И. В. Палибиным были определены *Typha* sp., *Trapa boreadis* Heer., *Phragmites oeningensis* Heer.

Общая видимая мощность угленосной толщи кошагачской свиты северо-западной и северной частей Чуйской котловины оценивается в 200—250 м. Генетически это отложения озерно-болотного и аллювиально-озерного типа, представляющие собой фации окраины заболоченной озерной котловины, слабо дренируемой реками. Литологическое изучение разрезов свиты позволило выделить в ней характерные фациально-генетические комплексы пород. Для озерных осадков характерны чередующиеся горизонтально-слоистые пачки глин и алевритов серого и коричневого цвета, с равномерно распределенными органическими остатками, местами концентрирующимися в маломощные (до 0,05—0,1 м) прослои лигнитов и углистых глин. Угленосные горизонты бывают приурочены, видимо, к аллювиально-озерным фациям. Отмечаются ритмично построенные пачки осадков, где снизу вверх происходит чередование прослоев грубого песка с гравием, алеврита, постепенно сменяющегося глиной и завершающего ритм прослоем лигнита или бурого угля. На поверхности последнего снова залегает, иногда с видимым размывом, прослой песчаника или гравелита. Подобные ритмично построенные пачки отвечают смене русловых, пойменных и старично-озерных фаций.

Второй тип разреза отложений Кошагачской свиты характерен для центральной части Чуйской котловины. Скважины, вскрывающие эти осадки, находятся несколько ближе к ее южному борту, вблизи урочища

Бураты. Но и здесь тип разреза кошагачской свиты значительно отличается от разреза, описанного выше. Это преимущественно безугольные песчано-алевритистые и глинистые породы, обогащенные распыленным, не концентрирующимся в слои растительным материалом, придающим всей толще характерный темно-коричневатый цвет. Отмечается значительное присутствие мелкого гравия, иногда образующего в толще прослой и линзы. Отложения кошагачской свиты в этих районах Чуйской котловины приближаются по составу к вышележащим осадкам туерьской свиты. От последних они отличаются лишь большей обогащенностью органикой и, в связи с этим, более темным цветом, а также повышенной грубостью материала. Для примера приведем описание разреза свиты по скв. 102, расположенной у южной окраины котловины в 7 км к ССВ от горы Кереге-Тас. Кровля отложений кошагачской свиты расположена здесь на глубине 118 м. Ниже идут:

Глубина, м

1. Глины алевритистые и алевриты темно-коричневые, обогащенные растительной органикой, с отдельными прослоями почти черного спрессованного слабо углефицированного детрита мощностью от 0,05 до 0,15 м. В породе заключена мелкая (до 3—4 см) хорошо окатанная галька сильно выветрелых коренных пород	118,00—141,00
2. Алевриты серые и зеленовато-голубоватые с редким мелким гравием и включениями обугленного детрита	141,00—150,00
3. Песок, обогащенный галечно-гравийным хорошо окатанным выветрелым материалом и отдельными включениями растительных остатков. Цвет слоя меняется от темно-коричневого до буроватого	150,00—152,00
4. Глины алевритистые, ярко-бурые, неслоистые с большим количеством слабо окатанного сильно выветрелого обломочного материала	152,00—200,00
5. Глины зеленовато-серые, алевритистые	200,00—202,00
6. Чередование прослоев голубовато-серых алевритов и углистых темных глин с редкими тонкими (до 0,05 м) прослоями бурых углей. Падение пород к оси керна под углом 75—80°	202,00—207,00
7. Пески и глинистые алевриты с прослоями (2,5—2,0 м) мелкого хорошо окатанного гравия буроватого цвета. Обломочный материал сильно выветрелый	207,00—225,00
8. Глины алевритистые, темно-серые, обогащенные растительным материалом, перемежающиеся с тонкими прослоями углистых глин темно-коричневого цвета	225,00—240,00
9. Алевриты с прослоями песков, гравия и мелкой гальки, содержащих обломки выветрелых пород	240,00—250,00
10. Глины алевритистые, коричневатые и серые, обогащенные растительной распыленной органикой. Отдельные прослои почти черных углистых глин	253,00—263,00
11. Глины и алевритистые глины светло-серые, голубоватые, однородно окрашенные, с маломощными прослоями плотных белых глин	263,00—279,00
12. Глины и глинистые алевриты зеленовато-серые, неслоистые, с пятнами бурого ожелезнения. Один прослой (1,5 м) с мелкими округлыми (до 0,3—0,5 см) железистыми оолитами	279,00—290,00
13. Песок тонкозернистый, светло-серый, хорошо промытый	290,00—291,00
14. Алевриты и алевритистые глины светло-серые, местами почти белые	291,00—303,00

Скважина не вскрыла коренные породы.

Литологически сходные отложения безугольной фации кошагачской свиты вскрываются скважинами повсеместно вдоль южного обрамления впадины в районе урочищ Бураты и Сар-Габо. В составе осадков свиты наблюдается определенная закономерность: озерные и озерно-аллювиальные глинисто-алевритовые прослои обычно имеют серые, коричневатые и голубовато-серые тона. Более грубые гравийно-песчаные, по-видимому, аллювиальные прослои отличаются бурой окраской, выветренностью и ожелезнением обломочного материала.

Спорово-пыльцевые анализы отложений кошагачской свиты, проведенные Е. И. Глушенко в лаборатории Воронежского лесотехнического

института по керну скв. 102, показали неравномерное содержание пыли в различных горизонтах, в результате чего самые нижние части разреза остались неохарактеризованными. В интервале 118,1—220,0 м пыльца древесных составляет от 50 до 85%, преобладает пыльца хвойных (до 50—60%). Из них значительная роль принадлежит *Pinus* (*P. Diploxylon* и *P. Haploxylon*) — до 38—50%, меньше *Picea* — до 9,5, *Abies* — до 2,2, *Tsuga* — 13,9%. Пыльца березы составляет в верхней части разреза (на переходе к туерьской свите) до 25—28%. Постоянно присутствует пыльца широколиственных — *Carpinus*, *Castanea*, *Tilia*, *Ulmus*, *Acer*, *Corylus*, достигающая нескольких процентов. Здесь имеются таксодиевые, не встречающиеся выше по разрезу скважины. Спорово-пыльцевые спектры отложений кошагачской свиты южной окраины Чуйской котловины отличаются от спектров разрезов свиты северной окраины сравнительной бедностью видового состава и преобладанием хвойных пород. Это позволяет относить их к верхним частям свиты.

Третий тип разреза кошагачской свиты наблюдается по южной окраине котловины в тех местах, где донеогеновый рельеф отличался меньшим расчленением, что способствовало, видимо, образованию заболоченных прибрежных участков и речных дельт. В таких местах мощности осадков сравнительно невелики, сами отложения достаточно грубы, в них вновь появляются угленосные фации. Примером этого типа является разрез свиты по р. Кызынор (юго-западная оконечность котловины). Здесь на правом берегу в 2 км выше устья, сверху вниз обнажаются:

Мощность, м

1. Глины алевроитистые, темно-коричневые, обогащенные растительным, слабо углефицированным материалом	0,1
2. Пески коричневато-бурые, с прослоями светло-серых хорошо промытых разнозернистых песков	0,3
3. Уголь черно-бурый, неяснослоистый, с поверхности комковатый, переходящий в рассыпчато-зернистый рыхлый уголь, с тонкими прослоями светло-серых глин	1,3
4. Лигнит темно-коричневый, почти черный, обугленный	0,3
5. Уголь черный, рыхлый, комковатый	2,4
6. Глины зеленовато-сизые, плотные, неслоистые с обломками древесины	4,0
7. Глины буровато-зеленые, комковатые, иногда оскольчатые, переслаивающиеся с тонкими углистыми прослоями. В низах слоя появляются округлые мелкие песчанистые конкреции лимонита	3,5

Постепенно ниже глины становятся песчанистыми, появляется большое количество выветрелого обломочного материала из коренных пород, намечается переход к породам коры выветривания песчаников. Общая мощность угленосных отложений по р. Кызынор около 15 м.

Из слоев, обогащенных растительными остатками, И. И. Дорофеевым (1956), по сборам М. Х. Аникиной, были определены: *Sequoia* sp., *Picea* sp., *Coniferae* gen., *Staphylea* cf. *rugosa* Dorof., *S. minima* Dorof., *Actinidia* sp., *Aralia* cf. *cornata* Thunb., *Cornus Gorbunovi* Dorof.

Указанные растительные остатки воспроизводят лесную хвойно-широколиственную растительность тургайского типа. Однако в отличие от обычных позднелигоценовых и раннемиоценовых флор низин Западной Сибири и Западного Казахстана, где преобладали таксодиевые с большим количеством листопадных, главным образом широколиственных пород и отсутствовали почти полностью темнохвойные, флора кошагачской свиты содержит в своем составе ель и другие хвойные этой же группы. Здесь, судя по спорово-пыльцевым анализам, хвойные резко преобладают над таксодиевыми. Последнее обстоятельство является характерной чертой арктотретичных лесов горных областей и не свидетельствует об их значительной молодости, хотя само по себе присутствие темнохвойных элементов во флорах смежных равнинных территорий обычно истол-

ковывается как доказательство более молодого возраста отложений. Однако А. И. Толмачев (1954) и другие палеофлористы считают, что темнохвойная тайга вначале сформировалась в горных странах умеренного пояса и только позднее распространилась на равнины. Таким образом, из анализа флоры кошагачской свиты вытекают определенные выводы о различном высотном положении территории Горного Алтая и прилежащих равнинных пространств Западной Сибири и Казахстана во время накопления этой свиты. Описанную флору П. И. Дорофеев сравнивает с миоценовыми флорами Притомской Оби, которые сложились, видимо, еще в позднем олигоцене и сохранились в обедненном виде до среднего — верхнего миоцена.

Перейдем к анализу фациальных изменений, в частности — изменению угленосности отложений кошагачской свиты в пределах Чуйской котловины. Распределение угленосных горизонтов свиты является прямым следствием структурно-фациальных условий, в которых происходит ее накопление. Г. Ф. Крашенинников (1957) выделяет особый тип угленосных толщ, формирующихся в межгорных впадинах молодых и подвижных платформенных областей. К нему он относит угленосные отложения восточного склона Урала (триас — юра), Кузбасса (юра), Забайкалья (юра — мел), частично Дальнего Востока (палеоген — неоген). В межгорных впадинах районы угленакопления отвечают участкам с устойчивым развитием болот и приурочены к зонам, испытывающим медленные постепенные прогибания, при которых скорость прогибания не опережает скорость формирования угленосных пластов. В общем плане котловины эти зоны обычно располагаются в промежуточных участках между их окраинами и центром.

Угленосные фации кошагачской свиты смещены к северному борту Чуйской впадины, что связано с ее асимметрией. Полоса угленосных отложений отвечает, по-видимому, участкам развития заболоченных пространств, вытянутых вдоль северной части Чуйской котловины. К северу и югу от этой полосы формировались безугольные фации осадков кошагачской свиты, в значительной степени обогащенные сносимым с гор обломочным материалом. Южная область развития этих безугольных отложений сохранилась полнее, чем северная, где лишь местами намечается поглубение материала в сторону хребта. Здесь угленосные отложения непосредственно залегают у крутого тектонического борта Курайского хребта. Это объясняется, на наш взгляд, двумя причинами: во-первых, разной шириной полос безугольных фаций, обусловленной той же асимметрией котловины — у более крутого северного борта она должна была быть значительно уже, чем на юге; во-вторых, тем, что северная часть котловины испытала впоследствии интенсивное поднятие, и безугольные осадки были уничтожены эрозией.

Кроме северной части Чуйской впадины, угленосные отложения кошагачской свиты встречаются и в других ее местах, где приурочены к наиболее плоским заболоченным окраинам со слабо расчлененным рельефом окружающих ее пространств. В подобных условиях (р. Кызкыно́р) формировались сравнительно маломощные песчаные угленосные толщи.

Подобное распределение угленосных фаций характерно для миоценовых отложений межгорных впадин Забайкалья. Как указывает Н. А. Флоренсов (1960), угленосные прослои обычно бывают приурочены к окраинным частям впадин, где мощности осадков невелики; разрезы миоцена центральных частей впадин обычно безугольны. Так, по окраинам Тункинской впадины отмечаются прослои углей до 10 м мощности, а к ее центральным частям происходит расщепление угольных пластов и вся толща становится безугольной.

Литолого-минералогическое изучение ряда разрезов кошагачской свиты показало, что основную массу пород составляют глины, часто

Гранулометрический состав отложений кошагачской свиты (в %)

№ образ- ца	Глубина взятия об- разцов, м	Размер фракций в мм						
		>2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01
	Скв. 102							
	118—120	1,076	0,615	0,561	2,084	7,751	10,285	77,628
	125—130	—	0,136	0,21	0,314	1,555	5,096	92,689
	130—135	0,398	0,575	0,483	0,270	0,966	6,025	91,283
	140—145	0,163	0,106	0,028	0,094	0,862	4,238	94,509
	145—150	—	0,050	0,022	0,045	0,207	2,255	97,421
	153—155	0,042	0,059	0,052	0,050	0,076	0,525	99,196
	205—210	14,772	7,250	2,975	2,457	3,167	12,107	57,272
	210—220	1,915	0,910	2,044	15,241	32,513	11,085	36,292
	220—230	0,905	0,189	0,113	0,150	0,430	4,193	94,020
	230—240	—	0,149	0,238	0,210	0,246	0,927	98,230
	240—250	—	0,016	0,027	0,043	0,115	0,767	99,032
	253—255	0,081	0,354	0,233	0,414	1,429	3,669	93,820
	255—260	0,252	0,296	0,821	1,355	1,123	1,452	94,701
	260—265	0,328	0,092	0,024	0,072	0,215	0,353	98,916
	265—270	—	0,052	0,096	0,226	0,223	1,917	97,486
	270—275	—	0,053	0,017	0,025	0,184	1,460	98,261
	280—290	—	0,121	0,079	0,449	0,915	6,910	90,526
	290—300	—	0,101	0,044	0,185	0,299	0,184	99,187
Обн. 19								
19/18		—	—	—	—	—	1,5	98,5
19/13—2		—	—	0,7	0,7	3,5	17,7	78,66
9/6		—	—	—	0,2	6,2	27,2	66,4
19/3		—	—	—	—	—	1,6	98,4

обогащенные алевритовым и песчаным материалом (табл. 3). Прослой песков и алевритов занимают подчиненное положение и составляют не более 10—12% от общего объема пород свиты. Глинистые породы, судя по данным гранулометрического анализа, содержат примесь алевритового (до 5—6%) и песчаного (до 3%) материала; в глинах, сильно обогащенных алевритовым материалом, количество последнего доходит до 40%; песчаные разности пород всегда содержат примесь алевритового (до 10%) и пелитового (до 25%) материала. Обломочный материал довольно однообразен и представлен неокатанными обломками кварцитов, кремнистых пород, хлорито-кремнистых сланцев и кварца.

Породы кошагачской свиты характеризуются весьма низким содержанием минералов тяжелой фракции. Выход тяжелых минералов во фракции 0,1—0,01 мм, как правило, не превышает 2%, и только в нескольких образцах, где тяжелая фракция почти нацело состоит из сидерита, их содержание повышается до 10—12% (табл. 4). Основная роль принадлежит рудным минералам (до 80%); постоянно присутствуют минералы группы эпидота (до 10%), циркон (в среднем 6—7%), турмалин (до 10%) и роговая обманка (до 5%). Спорадически по разрезу встречаются титановые минералы, пироксен, рутил, апатит и др.

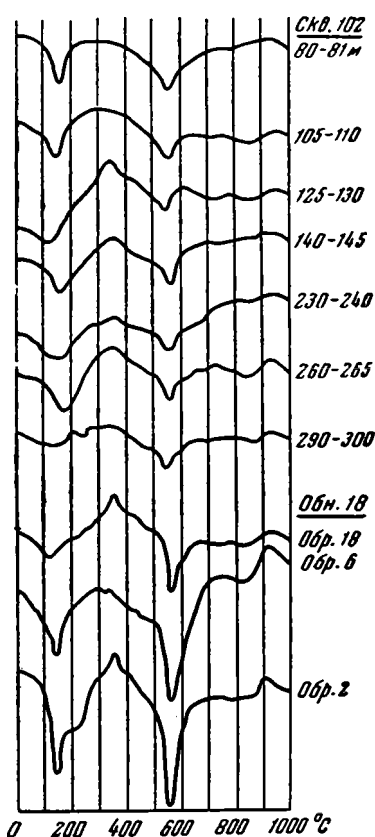
Глинистое вещество полиминеральное и состоит из каолинита и гидрослюда (фиг. 7). В шлифах отчетливо видно, что каолинит образовался при изменении терригенных частиц гидрослюдистого состава. Терригенные глинистые чешуйки при каолинизации потеряли отчетливые

Таблица 4

Минералогический состав тяжелой фракции (размер частиц 0,1—0,01 мм) отложений кошагачской свиты (в %)

№ образца	Глубина взятия образцов, м	Выход тяжелой фракции, %	Рудные	Карбонаты	Циркон	Турмалин	Роговая обманка	Апатит	Титановые	Биотит	Эпидот и цонзит	Пироксен	Рутил	Сфен	Гранат	Хромовая шпинель	Обломки хлоритовых сланцев	Ставролит
68.)	Скв. 102																	
	118—120	1,44	49,13	27,16	2,64	5,24	1,13	—	0,37	—	7,92	2,64	—	—	1,13	—	2,64	—
	125—130	0,37	49,26	1,10	20,99	9,39	2,76	—	1,10	—	13,25	2,20	—	—	0,55	—	—	—
	135—140	11,43	74,86	—	10,84	6,10	0,33	—	2,03	—	3,38	0,33	—	—	—	—	2,03	—
	140—145	0,74	—	100	Ед. з.	Ед. з.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	145—150	1,95	68,65	16,78	7,29	4,37	0,72	—	Ед. з.	—	2,19	—	—	Ед. з.	—	—	—	—
	153—155	Следы	73,52	9,62	7,11	3,51	1,25	0,41	1,67	—	0,83	—	—	—	—	0,41	1,67	—
	205—210	0,8	72,04	—	6,42	10,09	1,84	—	0,45	3,21	1,84	0,91	—	—	0,45	—	2,75	—
	210—220	1,34	65,35	4,76	2,71	4,08	2,71	2,71	2,04	4,08	6,8	1,36	—	—	—	—	3,40	—
	220—230	12,0	—	100	Ед. з.	Ед. з.	—	—	Ед. з.	—	Ед. з.	—	—	—	—	—	—	—
	230—240	10,0	—	100	» »	» »	—	—	» »	—	» »	—	—	—	—	—	—	—
	240—250	11,1	—	100	» »	» »	—	—	» »	—	» »	—	—	—	—	—	—	—
	255—260	Следы	59,34	41,66	» »	» »	Ед. з.	—	» »	—	» »	—	—	—	—	—	Ед. з.	—
	260—265	»	79,68	14,15	1,76	1,76	—	—	—	—	2,65	—	—	—	—	—	—	—
	270—275	»	53,32	38,92	3,59	1,19	—	—	—	—	1,79	—	—	—	1,19	—	—	—
	280—290	2,09	12,92	83,01	2,04	1,36	0,67	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	290—300	Следы	50,0	50,0	Ед. з.	Ед. з.	Ед. з.	—	Ед. з.	Ед. з.	—	—	—	—	—	—	—	—
Обн. 19	19/18	Следы	90,0	—	3,1	—	—	—	—	—	3,6	1,5	—	—	1,5	0,3	—	—
	19/6	0,5	78,0	—	3,9	0,6	2,4	—	—	—	11,0	3,0	—	—	1,1	—	—	—
	19/3	6,0	90,0	—	4,5	—	—	—	—	—	5,5	—	—	—	—	—	—	—
	19/2	Следы	65,0	—	6,8	—	3,7	—	—	—	16,10	2,4	—	1,0	1,5	—	—	3,1

контуры и приобрели зазубренные расплывчатые очертания. Местами они имеют общую оптическую ориентировку, сливаясь в крупные яркополяризующие агрегаты. Микроструктура глинистой массы спутанно-волокнистая и спутанно-чешуйчатая. Глинистая масса пород богата растительным детритом и коллоидальным гумусовым веществом. Для всего разреза кошагачской свиты характерно присутствие аутигенного сидерита, который образует изометричные радиально-лучистые зерна, пронизываю-



Фиг. 7. Кривые термического нагревания глинистой фракции ($< 0,001$ мм) пород кошагачской свиты

щие всю глинистую массу, а также дает крупные конкреции (фиг. 8) и неправильной формы стяжения. Выделения сидерита приурочены главным образом к глинистым породам. В большинстве случаев он сильно окислен. В песчаных породах сидерит встречается лишь в виде сферокристаллов и здесь он чаще сохраняется почти свежим. В глинистой массе имеются точечные выделения аутигенных минералов группы анатаза — брукита.

В Курайской котловине неогеновые осадки были обнаружены впервые Е. Н. Шукиной в 1937 г. В 1956 г. В. А. Ласьков в 3 км к северо-западу от пос. Курай описал выходы переслаивающихся бурых песков, песчаников, алевроитов и голубовато-серых глин с крупными (до 0,5 м) конкрециями лимонитизированного сидерита, залегающих на коре выветривания. Мощность отложений не превышает 10—12 м. Горизонты песчаников содержат многочисленные отпечатки и обугленные остатки древесных пород. Среди них В. С. Корниловой были определены *Melasequoia disticha* (Heer) Nikit., *Acer cf. osmonti* Knowltaus, *Trapa* sp. Указанный состав флоры весьма сходен с флорой кошагачской свиты Чуйской котловины.

Аналогичные отложения, по данным В. А. Ласькова, отмечены также в приустьевой части р. Арталук. О. А. Раковец в 1958 г. описала выходы пород кошагачской свиты к северу от пос. Курай на водоразделе рек Курай и Арталук. Видимо, отложения кошагачской свиты распространены и в центральных частях Ку-

райской котловины под отложениями туерыкской свиты. На их присутствие указывает также значительная засоренность четвертичных отложений мелкими обломками угля и третичной пылью, отмечающаяся в низовьях рек Тюте, Ак-Туру, Курай.

Отложения кошагачской свиты, представленные глинами с прослоями бурых углей, встречаются также между Чуйской и Курайской впадинами в долине р. Чуи, у устья р. Куэктанар. Их структурное положение в узком тектоническом грабене, соединяющем эти две впадины, указывает на связь котловин в миоцене, которая осуществлялась, видимо, вдоль Курайского разлома.

В Джулукульской котловине угленосные отложения впервые были описаны Н. А. Ефимцевым (1958). Основываясь на неполных палинологических материалах, он отнес эти отложения к мио-плиоце-

ну, сопоставив их с мергельной (туе-рынской) свитой Чуйской котловины. В последней работе Н. А. Ефимцев (1961₂) допускает возможность их параллелизации с кошагачской свитой миоцена. При геологосъемочных работах неогеновые отложения были изучены более подробно (Девяткин, 1960).

Наиболее полный разрез кошагачской свиты был описан нами в верховьях р. Каргы, где эти отложения залегают непосредственно на коре выветривания. Литологически здесь выделяются две примерно равные по мощности пачки. Нижняя пачка представлена чередованием грубозернистых кварцево-слюдистых песков и гравелитов с тонкими прослоями алевритов и бурых углей. Пески светлые, сизовато-серые, местами белесые, отличаются слабой окатанностью и сортировкой, значительно засорены растительным детритом и содержат крупные обломки (до 0,5 м) обугленной древесины. В песках видна косая и линзовидная слоистость руслового типа. Линзы и прослои гравия и мелкой гальки имеют мощность до 1 м. Размеры гальки и валунов составляют от 3—5 до 10—15 см. Окатанность материала довольно хорошая. По петрографическому составу резко преобладают лейкократовые граниты (50%), светлые кварцевые песчаники, содержащие фауну брахиопод силура (30%), метаморфические сланцы нижнего палеозоя (20%). Прослой светло-серых и коричневато-сизых алевритов и глин содержат большое количество распыленного растительного детрита, часто образующего маломощные (до 0,1 м) прослои лигнита. В низах толщи прослеживаются три выдержанных по мощности (0,8—1,0 м) прослоя бурого угля. В переслаивании литологических разностей пород выявляется определенная ритмичность — последовательная смена грубообломочных осадков более тонкозернистыми. Самый верхний член ритма образует прослой лигнита или бурого угля. Мощность таких ритмов до 5—6 м. Отложения весьма напоминают аллювиальный тип осадков, смену русловых и пойменных фаций, а сам характер толщи свидетельствует о констративном типе ее накопления в условиях прогибания. Общая мощность нижней пачки около 60 м.

Верхняя часть разреза кошагачской свиты сложена преимущественно глинами с редкими прослоями песчано-алевритового и гравийного состава. Глины плотные, неясно горизонтальнослоистые, с тонкими прослоями (0,05—0,1 м) лигнитов. Цвет этой верхней пачки преимущественно сизовато-серый, иногда светло-коричневый. Отложения имеют скорее всего озерный и озерно-болотный генезис. Общая мощность верхней части около 75 м. Угленосные осадки кошагачской свиты с размывом и угловым несогласием перекрываются бурыми ожелезненными галечниками эоплейстоцена.

Анализ ориентировки галек, косой слоистости в песках и петрографического состава обломочного материала в нижней части разреза позволил определить, что основной снос его шел с юга-запада и юга, где



Фиг. 8. Конкреции лимонитизированного сидерита в породах кошагачской свиты по р. Талды-Дюргун



Фиг. 9. Схема сноса обломочного материала во время накопления кошагачской свиты в Джунгульской котловине (по данным Г. Г. Бельского).

1 — плейстоценовые отложения террас; 2 — миоценовые отложения; 3 — аляскитовые граниты; 4 — палеозой; 5 — шлихи, содержащие касситерит (размер знака показывает относительное содержание); 6 — пустые шлихи; 7 — направление сноса.

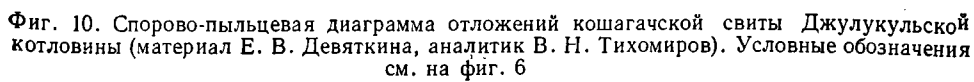
развиты отложения силура и аляскитовые оловоносные граниты. На это, по данным Г. Г. Бельского, указывает также повышенное содержание касситерита в отложениях низов свиты (фиг. 9). Анализ обломочного материала из угленосных и вышележащих эоплейстоценовых и четвертичных отложений показал его значительное различие, что обусловлено последующим изменением областей сноса в связи с изменением тектонической и орографической обстановки в эоплейстоцене.

Палинологический анализ образцов из описанного разреза, произведенный В. Н. Тихомировым (фиг. 10), показал господство хвойно-широколиственных лесов. Среди хвойных преобладали: *Pinus* (15—20%), *Tsuga* (20—30%), *Picea* (5—10%), *Abies* (1,5—2%), *Podocarpus* (5—10%), *Taxodiaceae* (1—3%); среди лиственных: *Betula* (20—30%), *Alnus* (30—40%), *Juglans* (2—3%), *Corylus* (1—3%), *Carpinus* (2—3%), *Quercus* (до 1%), *Tilia* (до 5%), *Acer*, *Carya*, *Pterocarya*, *Fagus*, *Ilex*, *Ulmus*, *Myrica* (от 0,5 до 2,5%). Отмечаются единичные зерна *Rhus*, *Liquidambar*, *Castanea*, а также *Keteleeria*, *Torreya* (по данным С. Н. Наумовой и О. В. Матвеевой). Особое значение в составе растительности имела ольха вида *Alnus glutinosa*, широкое развитие которой,

наряду с присутствием болотного кипариса, плаунов и мхов, связано, по-видимому, с существованием в котловине обильных болот. Количество трав невелико (5—30%), среди них резко преобладают *Ericaceae* (50—80%), меньше *Artemisia* (5—20%), встречается пыльца *Chenopodiaceae* (2—13%), *Criciferae*, *Umbelliferae*, *Rolygonum*, *Ephedra*, *Lonicera*. Комплекс широколиственных пород вверх по разрезу постепенно обедняется и сокращается: из *Juglandaceae* выпадают *Carya* и *Pterocarya*, становится меньше пыльцы *Quercus*, *Ulmus*, *Acer*, *Ilex*, исчезает *Myrica* и *Myriophyllum*; господство ольхи сменяется преобладанием березы. Среди хвойных возрастает роль сосен, ели, количество *Taxodium* и *Podocarpus* падает. По сравнению с широколиственными хвойные начинают преобладать. Сравнение спорово-пыльцевых спектров угленосных отложений Джунгульской и Чуйской котловин указывает на их близость. В. Н. Тихомиров считает, что спектры низов разреза свиты Чуйской впадины. Не исключено также, что самые верхи этого разреза могут отвечать слоям, переходным к туеркской свите.

Другое обнажение кошагачской свиты находится у северо-западной окраины котловины, в 1,5 км выше устья, на левом берегу р. Артлаш. Здесь, по наблюдениям А. И. Музиса, развиты слоистые сизовато-серые щебнистые пески и алевроиты, содержащие прослои коричневатых глин с остатками обугленного растительного детрита. Видимая мощность этих отложений 2—3 м. В составе пыльцы древесных отмечаются: *Betula* (40%), *Alnus* (33%), *Pinus* (10%), *Tsuga* (7%), *Carpinus* (5%), *Quercus*, *Abies* (до 2,5%), *Juglans*, *Picea* (до 1%).

Неогеновые отложения имеются, безусловно, и в центральных частях Джунгульской котловины, где они перекрыты более молодыми



осадками. Об этом свидетельствует частая засоренность пылью широколиственных и древних хвойных нижних горизонтов четвертичных отложений. В ледниковых и аллювиальных отложениях долин рек Сайгоныш, Могун-Бурень, выходящих из котловины, встречены переотложенная пыльца дуба, липы, тсуги, подокарпуса. Исходя из аналогии с Чуйской котловиной, можно предположить, что в Джулукульской котловине мощности неогена могут быть значительными (до 200—300 м).

Хотя в настоящее время нет никаких данных о неогеновых осадках в Сайгонышской впадине, ее структурное положение на продолжении Джулукульской впадины также позволяет предполагать наличие их здесь под ледниковыми отложениями. Не исключена также возможность обнаружения неогеновых отложений и в Улаганской котловине, где Е. Н. Щукиной (1953) отмечается переотложенная третичная пыльца в эоплейстоценовых (р. Кубадру), а О. А. Раковец — в озерно-ледниковых отложениях (р. Б. Улаган).

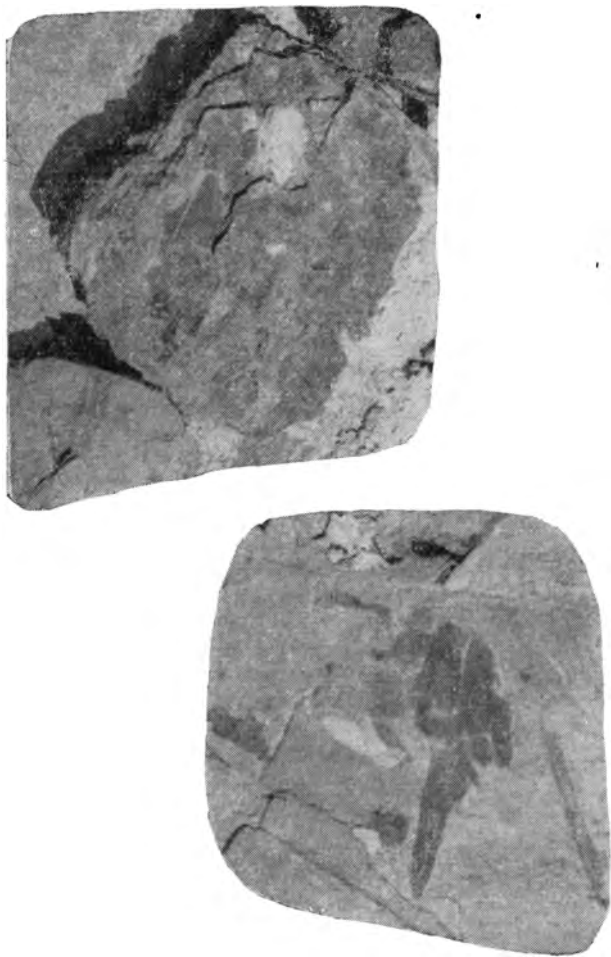
Самахинская котловина давно известна как один из районов распространения угленосных отложений. В 1885 г. у устья р. Кок-Су их обнаружил Н. Кошкарев. В. П. Нехорошев (1930), основываясь на находках широколиственной флоры, отнес эти отложения к неогену. Затем их описал Ф. Н. Шахов (1933), а позднее Л. Н. Ивановский и З. А. Титова (1957) обнаружили наиболее полный разрез угленосных отложений Самахинской котловины, который был изучен автором данной работы при геологической съемке. Этот разрез находится на правобережье р. Самаха у выхода ее в котловину. Сверху вниз здесь залегают:

	Мощность, м
1. Пески и алевриты серые и буровато-серые, с отдельными прослоями коричневатых-сизых горизонтальнослоистых глин. В отдельных песчаных прослоях отмечается тонкая косая слоистость	4,0
2. Глины сиренево-сизые, плотные, тонко рассланцованные, местами песчаные, буроватые. На плоскостях напластования видны отпечатки листьев	2,5
3. Угли бурые, черные, сажистые, с поверхности рыхлые, с выцветами гипса. Встречаются обугленные остатки стеблей и листьев древесных пород	0,6
4. Глины шоколадно-коричневые и сизоватые, плотные, горизонтальнослоистые (0,5 м), постепенно сменяют угли. Ниже алевриты (0,7 м), переходящие в среднезернистые и грубозернистые горизонтальнослоистые светло-желтые пески	2
5. Глины коричневатые и зеленовато-желтые, плотные, слегка жирные на ощупь, тонко-горизонтальнослоистые, содержащие отдельные прослои мелкозернистого желтого песка. Встречаются небольшие (0,05 м) округлые конкреции бурого лимонита	3,6
6. Угли бурые, коричневатые-черные, рыхлые, иногда тонкоплитчатые	
7. Глины серые и коричневые, тонко переслаивающиеся, содержащие отпечатки листьев	0,3
8. Глины коричневые и шоколадно-серые, плотные с включениями растительных остатков на плоскостях напластования. Небольшие линзы и прослои алевритов желтовато-зеленого цвета	1,5
9. Те же глины, тонко переслаивающиеся с коричневатобурыми лигнитами, представляющими собой плотно спрессованную обуглившуюся растительную массу	2,6
10. Тонкое переслаивание темно-серых и коричневатых глин с раковистым изломом, плитчатых плотных алевритов и маломощных линз рыхлых песчаников желтовато-серого цвета. Небольшие (до 0,1 м) прослои рыхлых бурых углей коричневатобурого цвета	2,1

Нижняя часть обнажения задернована. В верхней его части видно, что на описанных горизонтально лежащих неогеновых отложениях с резким размывом залегает маломощный прослой бурых эоплейстоценовых галечников, перекрытых и «смятых» мореной максимального оледенения. Видимая мощность пород кошагачской свиты по разрезу не менее 35—40 м. В строении толщи отмечается определенная ритмичность напластования некоторых пачек пород: внизу залегают грубые пески,

выше — песчанистые алевроиты, сменяющиеся коричневыми глинами с растительными остатками, переходящими вверх в углистые глины. Самый верхний член ритма представлен прослоем бурого угля или лигнита. Общая мощность ритма — 0,6—0,8 м. Подобный характер осадков и их текстурные особенности позволяют считать их озерно-аллювиальными.

Среди отпечатков флоры Т. А. Якубовской были определены листья *Salix varians* Goeff. (фиг. 11), отвечающего широкому возрастному интервалу (олигоцен — плиоцен), а также листья дуба, березы и клена

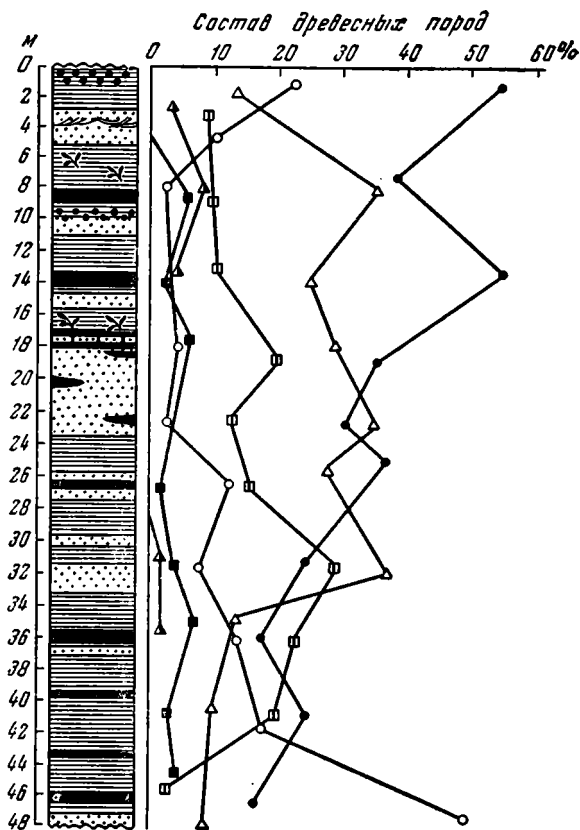


Фиг. 11. Отпечатки листовой флоры в глинах кошагачской свиты по р. Самаха

(наши определения). Палинологические материалы, полученные В. Н. Тихомировым, показывают, что во время накопления толщи произрастали леса смешанного типа с преобладанием хвойных пород деревьев (фиг. 12), среди которых ведущая роль принадлежит ели (25—40%), меньше тсуги (15—25%) и пихты (до 10%). Вверх по разрезу увеличивается количество пыльцы сосны (до 50%). Пыльца широколиственных пород занимает подчиненное положение, не превышая 7—10%. Лишь пыльца березы достигает в низах разреза 50%, обычно же составляет около 10%. В верхах разреза количество пыльцы

широколиственных очень невелико. По характеру спорово-пыльцевых спектров отложения сопоставляются с верхами кошагачской свиты Чуйской котловины.

Небольшое обнажение пород кошагачской свиты имеется также в устье р. Кок-Су. Здесь на метаморфических сланцах кембрия под сильно деформирующей их мореной залегают с небольшим наклоном:



Фиг. 12. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений кошагачской свиты Самахинской котловины (материал Е. В. Девяткина, анализ В. Н. Тихомиров). Условные обозначения см. на фиг. 6

(15—20°) светло-серые и зеленоватые глины и алевриты с прослоями бурых рыхлых углей мощностью до 0,5 м. Общая мощность угленосных отложений не превышает 5—8 м. В этих отложениях В. П. Нехорошевым (1930) были собраны отпечатки листьев клена, бука и других широколиственных пород деревьев, на основании чего он сопоставил их с угленосным горизонтом Чуйской степи.

Можно предполагать наличие отложений кошагачской свиты в центральных частях Самахинской впадины под толщей ледниковых и водноледниковых осадков. Подтверждением этого предположения является обнаружение Кошкаревым в 1885 г. обнажения глин с мощным («до двух сажень») пластом угля на левом берегу р. Аргут, в 2—3 км выше устья р. Кок-Су почти у уреза воды. В настоящее время это обнажение полностью уничтожено эрозией.

Угленосные отложения имеются не только в самой Самахинской котловине, но и на ее периферии. Они были обнаружены В. К. Дмитриевой

и Г. А. Шмидт в 1957 г. (Г. А. Шмидт, 1964) в верховьях левого притока р. Кок-су — р. Ак-Булак на абсолютной высоте около 2300—2400 м. Эти отложения представлены темно-серыми, почти черными и коричневыми глинами и алевроитами, насыщенными распыленным по всей толще растительным детритом. В самых низах разреза имеются три небольших (0,05—0,1 м) прослоя темно-коричневого рыхлого лигнита, содержащего обугленные остатки древесины. Общая мощность отложений 12—14 м. Палинологические материалы из этих отложений указывают на преобладание темнохвойной тайги с господством ели и небольшой примесью лиственных пород, главным образом березы. В низах отмечается некоторое количество пыльцы *Tsuga* и *Juglandaceae*, которые выше почти исчезают. По сравнению со спектром из разреза по р. Самахе пыльца из этих отложений имеет очень обедненный состав. Это может быть связано с относительно более высоким (на 500—600 м) гипсометрическим положением разреза по р. Ак-Булак над котловиной. С другой стороны, не исключается и более молодой возраст этих отложений.

На плато Укок и в Бертекской котловине неогеновые осадки в настоящее время неизвестны. Однако структурное положение Бертекской котловины вдоль зоны Южно-Алтайского разлома на продолжении Нарымско-Бухтарминской цепи впадин, где угленосные отложения известны давно, дает нам основание предполагать их развитие и здесь. Они могли сохраниться под ледниковыми отложениями, занимающими Бертекскую котловину у подножия хр. Южный Алтай. Прямым указанием на их присутствие служит находка кусков бурого угля в морене у перевала Канас, описанная В. П. Нехорошевым (1932).

Материалы палинологических исследований отложений кошагачской свиты

Изучение В. Н. Тихомировым и Г. И. Беляевой ряда разрезов кошагачской свиты из Джулукульской, Чуйской и Самахинской котловин Юго-Восточного Алтая позволило установить изменение растительности в вертикальном направлении и выделить ряд характерных черт для разных частей свиты. Для нижней половины свиты (Джулукульская котловина) типичны смешанные леса с преобладанием хвойных, среди которых ведущая роль принадлежит тсуге (20—30%), меньше ели (10—15%) и сосны (5%); таксодиевые встречаются единично, но постоянно, пыльца березы в среднем 5—10%, широколиственных 5—8%. Средняя часть свиты (Чуйская котловина) выделяется резким увеличением пыльцы березы (до 40—70%) — своеобразным «березовым максимумом». Повышается также содержание пыльцы широколиственных (до 10—20%), однако исчезает пыльца *Nyssa*, *Myrica*, *Liquidambar*. Березовому максимуму соответствуют вспышки развития *Ericaceae* (40—80%). Самые верхи свиты (Самахинская котловина) отличаются резким сокращением пыльцы *Betula* и *Ericaceae*, преобладанием пыльцы темнохвойных пород, среди которых выделяется ель (25—40%), а тсуга отступает на второй план (15—20%); увеличивается также пыльца сосны (20—50%) и отмечается дальнейшее сокращение широколиственных.

Анализ растительности кошагачской свиты позволяет выделить в ее составе два самостоятельных комплекса: березово-широколиственный и темнохвойно-таежный. Первый представлен обедненным составом тургайской флоры, второй является, видимо, более молодым. Эти комплексы в силу различных геоботанических условий произрастания не могли образовывать единый тип растительности. Для объяснения их соотношений остается лишь предположить наличие вертикальной зональности, приведшей к их поясному расчленению в условиях приподнятой среднегорной территории. Видимо, абсолютные высоты на Алтае в миоцене

были достаточными даже для выделения горно-таежного пояса, что согласуется с выводами П. И. Дорофеева (1956). Смешанные леса занимали нижнюю часть пологих склонов горно-холмистой территории Алтая, особенно богатые и более влажные леса произрастали по берегам озерных котловин; отдельные возвышающиеся хребты и массивы были заняты темнохвойной тайгой. Степные ассоциации имели, видимо, экспозиционную приуроченность и распространялись на южных и восточных склонах.

Сравнивая состав растительности одновозрастных миоценовых отложений Тургая, Прииртышья, юга Западной Сибири, Рудного и, наконец, Горного Алтая, расположенных в одном широтном поясе, мы видим, что изменение растительности этих территорий идет по разным направлениям. На равнинных пространствах Казахстана смешанные леса тургайского типа уже в нижнем миоцене замещаются степями-саваннами (Заклинская, 1957). По направлению к северу и северо-востоку процесс ксерофитизации вследствие влияния широтной зональности не проявлялся столь резко. С приближением к Горному Алтаю в составе миоценовой растительности смешанные леса постепенно начинают играть значительную роль (Чумаков, 1958). Растительность кошагачской свиты позволяет предполагать более высокое гипсометрическое положение Горного Алтая по сравнению с территорией Казахстана и Западной Сибири, что и определило наличие здесь принципиально другого ее типа.

О возрасте кошагачской свиты

Большинство исследователей Горного Алтая (А. В. Аксарин, Е. Н. Шукина, В. П. Нехорошев) относят угленосные осадки кошагачской свиты к верхнему олигоцену — миоцену. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец определяют ее возраст только миоценом. Вышеприведенные списки листовой и семенной флоры, по заключению В. А. Хахлова, И. В. Полибина, П. А. Никитина и П. И. Дорофеева, воссоздают обедненный тип смешанного леса, который является наследником лесов тургайского типа, имевших широкое распространение в олигоцене. Подобный обедненный состав растительности отвечает верхам олигодена — миоцену. Фауна гастропод восточноазиатского типа *Cipangopaludina* cf. *lecythoides* Benson, *Tulotoma* aff. *tulotomoides* Yen., по Г. Г. Мартинсону (1961), встречается в нижне- и среднемиоценовых угленосных отложениях Юго-Восточного Прибайкалья (Тункинская котловина), Приморья и Северного Китая. Таким образом, верхний возрастной предел кошагачской свиты определяется, видимо, серединой миоцена. Исходя из того, что возраст нижних частей туерыкской свиты не моложе среднего миоцена, мы определяем возраст кошагачской свиты как нижне-среднемиоценовый.

При сопоставлении отложений кошагачской свиты Юго-Восточного Алтая с одновозрастными осадками Западного Алтая, Прииртышья, Казахстана и юга Западной Сибири мы испытываем определенные затруднения, не находя прямых лито-стратиграфических аналогов. По работам К. В. Никифоровой (1960), В. В. Лаврова (1959), И. Г. Зальцмана (1957) и других, глинисто-алевритовые толщи с прослоями гумусовых углей, лигнитов и сидеритовыми горизонтами характерны для среднего олигодена (индрикотериевая, II свита, новомихайловская подсвита).

Отложения нижнего — среднего миоцена (аральская свита) в Центральном и Восточном Казахстане представлены преимущественно зелеными глинами с друзами гипса, мергелистыми конкрециями и марганцовистыми бобовинами. Основываясь только на литологическом сходстве угленосных пород Казахстана, Прииртышья и Горного Алтая, В. В. Лавров (1959) провел их возрастное сопоставление, что, на наш взгляд, яв-

ляется мало обоснованным. Учитывая разное гипсометрическое положение сравниваемых территорий, а в связи с этим и разный характер климата и растительности во время накопления осадков, нужно заключить, что на равнинах Казахстана с его ксерофитной растительностью саванно-степного типа в миоцене, естественно, уже не могли создаваться условия для угленакопления, в то время как на Горном Алтае они еще сохранялись. Безугольные части разреза кошагачской свиты, представленные зеленоватыми озерными глинами и алевроитами, литологически сходны с осадками аральской свиты. Исходя из приведенных данных, мы считаем возможным сопоставлять по возрасту кошагачскую и аральскую свиты.

К. В. Боголеповым (1961) литологически сходные угленосные отложения восточной окраины Западной Сибири и Енисейского кряжа выделены в бельскую свиту среднего — верхнего олигоцена, которая представлена однородной глинисто-алевритовой и песчаной толщей лигнитовых озерно-болотных и аллювиальных осадков. Анализ пыльцевых спектров кошагачской свиты показывает их близость со спектрами наиболее верхних частей бельской свиты. Здесь резко преобладает пыльца березы (до 68%), повышается содержание пыльцы хвойных, а пыльцы широколиственных становится все меньше. Однако растительность кошагачской свиты все же имеет более бедный видовой состав. К. В. Боголепов сравнивает угленосные осадки бельской свиты с литологически сходными породами индрикотериевой и тургайской свит. Не исключено, однако, что верхи бельской свиты могут относиться и к нижнему миоцену. Об этом свидетельствуют палеофлористические определения П. И. Дорофеева из отложений бельской свиты в Кемском прогибе. Считая основной состав флоры олигоценовым, он отметил, однако, что имеющийся видовой состав не позволяет еще исключить вероятность нижнего миоцена.

Видимо, стратиграфически кошагачской свите ближе всего угленосные толщи котловин Забайкалья. В Тункинской, Баргузинской, Южно-Байкальской и других впадинах, по работам Н. А. Флоренсова (1960), Э. И. Равского (1959) и других исследователей, низы разреза кайнозоя представлены преимущественно глинисто-алевритистыми осадками с прослоями бурых углей и лигнитов. Эти отложения залегают на палеогеновой каолиновой коре выветривания и перекрываются «красноцветными» песчано-галечными осадками эоплейстоцена. Возраст угленосных осадков по флористическим материалам определяется как миоценовый. Комплекс пресноводной молакофауны из этих толщ, по Г. Г. Мартинсону (1961), отвечает нижнему — среднему миоцену. Таким образом, нам представляется возможным сделать заключение о большом сходстве низов разреза неогена впадин Горного Алтая и Забайкалья как по палеофлористическим и палеонтологическим данным, так и по характеру описанных выше литолого-фациальных изменений осадков.

Средний миоцен — нижний плиоцен

Туерьская свита ($N_{1-2}tr$)

Светло-голубоватые и светло-серые карбонатные глины с горизонтами и линзами мергелей и известняков, широко развитые в Чуйской котловине, были отнесены А. В. Аксариным (1937) к остракодовому и гастроподовому горизонтам неогена. Е. Н. Шукина в 1937 г. выделила эти отложения в мергельную свиту. Настоящее название свиты было дано Г. Ф. Лунгерсгаузену и О. А. Раковец (1958).

Отложения туерьской свиты развиты на Юго-Восточном Алтае лишь в пределах наиболее крупных межгорных впадин.

В Чуйской котловине выходы туерьской свиты прослеживаются вдоль северного борта от пос. Чаган-Узун на западе до р. Кызыл-Шин на востоке. Разрезы западной и юго-западной окраин котловины имеют несколько уменьшенные мощности и фациально отличаются от разрезов ее северного борта. О характере отложений центральных частей котловины дают представление скважины, расположенные на некотором удалении от ее южного борта.

Соотношение кошагачской и туерьской свит достаточно четко прослеживается в северо-западной части котловины по рекам Табошак и Бекен и на правобережье низовьев р. Чаган-Узун. А. Б. Дергуновым и А. А. Вишневым в 1957 г. по р. Табошак была откартирована синклинальная складка, ядро которой складывается мергелями и светлыми глинами туерьской свиты, а крылья сложены угленосными осадками кошагачской свиты. По данным Г. Ф. Лунгерсгаузена и О. А. Раковец (1958), в верховьях р. Бекен коричневатые-серые глины с тонкими прослоями бурых углей и темно-коричневых песчаников, являющиеся верхними горизонтами кошагачской свиты, залегают в ядре антиклинальной складки. Южное крыло этой складки разбито сбросом, по северному крылу нами наблюдалась постепенная смена угленосных отложений светло-серыми, голубоватыми глинами и мергелями туерьской свиты. Наиболее типичные разрезы свиты приведены на фиг. 13.

Разрез туерьской свиты по р. Бекен наиболее характерен для северной и северо-западной части Чуйской котловины. Здесь сверху вниз обнажаются:

Мощность, м

1. Аргиллиты известковистые, темно-серые, плотные, при расколе дают плоскую с острыми краями щебенку. Порода обладает микропятнистой текстурой и состоит из слабо поляризующей криптокристаллической глинистой массы. Последняя обогащена тонко и равномерно распыленными углистыми частицами, которые и придают породам темно-серый, почти черный цвет 18,6
2. Аргиллиты и глины серовато-зеленые, с обилием створок остракод, горизонтально-слоистые. В шлифах видно, что криптокристаллическая точечно-поляризующая глинистая масса содержит агрегатные зерна кальцита и углистую крошку. Имеется ничтожная примесь алевроитового материала. Характерно обилие точечных выделений гидроокислов железа, развивающихся за счет окисления сидерита и пирита 25,0
3. Глины с прослоями доломитов¹ (0,5—1,7 м) белых, крепких, с раковистым изломом (фиг. 14). Под микроскопом видно, что в однородной пелитоморфной массе глинисто-карбонатного состава рассеяны точечные кубики пирита, часть из которых окислена 35,85
4. Глины и аргиллиты серовато-зеленые, неясно-горизонтально-слоистые, известковистые, при расколе дают неправильной формы щебенку с острыми углами. На выветрелых поверхностях налеты окислов марганца. В прослоях породы обогащены перемьями створками остракод. Основная масса породы пелитоморфная и принадлежит криптокристаллическому глинистому веществу. На этом однородном фоне выделяются беспорядочно ориентированные частицы (длиной 0,01—0,005 мм) гидрослюд и комочки гидроокислов железа диаметром 0,05—0,008 мм. Присутствует карбонат в виде тонкозернистых сгустков и распыленных в глинистой массе зерен. Встречаются мельчайшие выделения титановых минералов 13,6
5. Глины светло-серые, с отчетливой тонкой горизонтальной слоистостью, подчеркиваемой различной интенсивностью окраски слоев. На плоскостях наложения иногда наблюдаются скопления обрывков слабо углефицированных стеблей и листьев. Основная масса породы состоит из криптокристаллической, слабо действующей на поляризованный свет глинистой массы, в которой рассеяны редкие алевроитовые частицы. В глинистой массе различаются ясно индивидуализированные пластинки гидрослюды, которые обычно располагаются в параллельных плоскостях, и точечно-поляризующий криптокристаллический глинистый агрегат. В породах встречаются кости рыб и мелкие осколки раковин остракод 26,6

¹ Условия образования первичных доломитов туерьской свиты приведены в статье И. Г. Лискун и Е. В. Девяткина (1964).

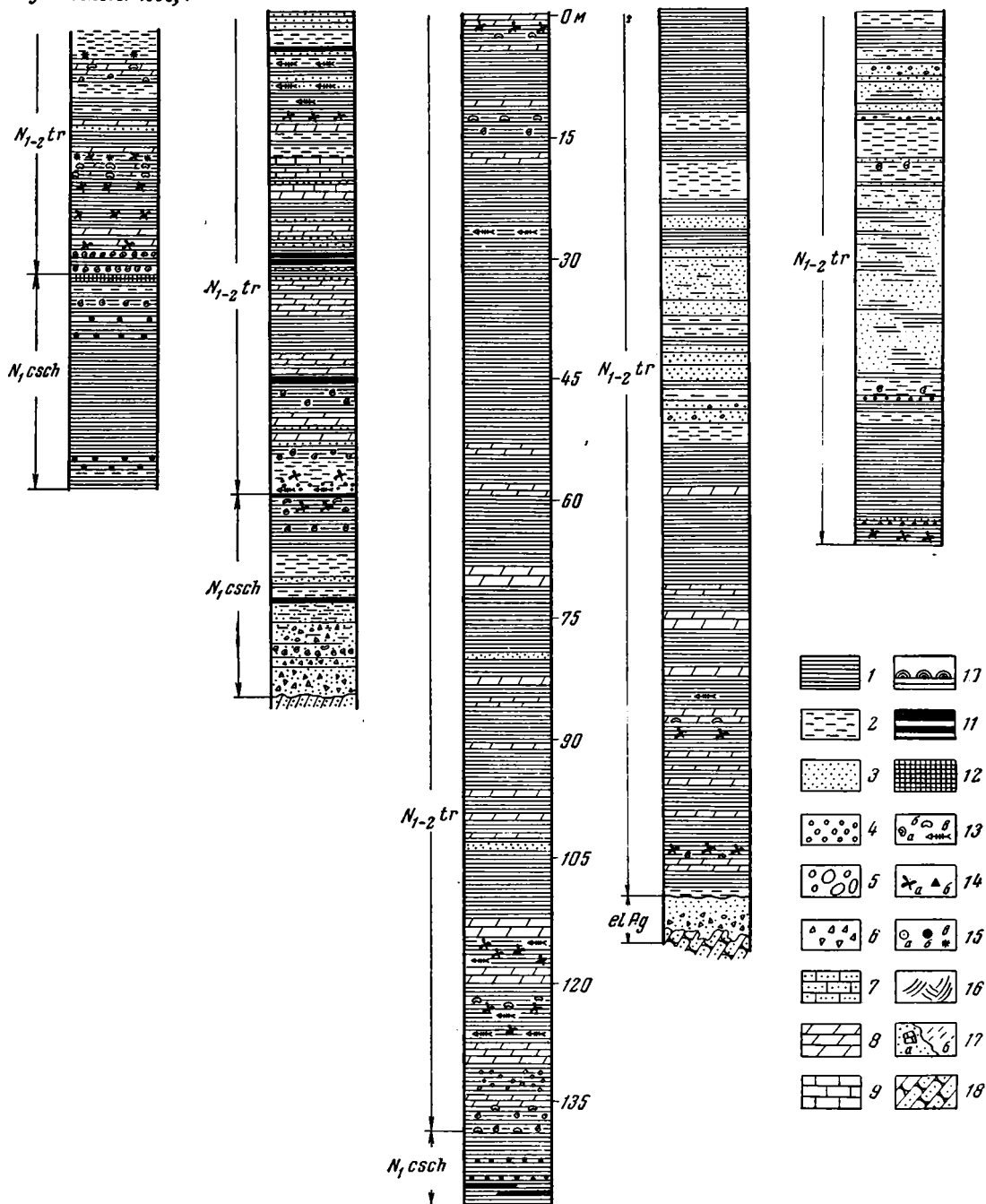
Междуречье р.р. Чуи и
Чоган-Узун в 0,5 км к
югу от высоты 1930,4

Красная Горка
скв. 953СТ9

Правый борт
урачище Бекен

Правый борт
р. Туерлык в 12,5 км
выше устья

Правый берег
р. Чоган-Узун

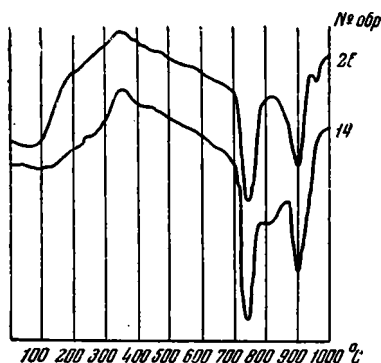


Фиг. 13. Разрезы туерьской свиты по северо-западной части Чуйской котловины

1 — глины; 2 — алевроиты; 3 — пески; 4 — гравелиты; 5 — галечники; 6 — щебни; 7 — песчаники; 8 — мергели; 9 — известняки; 10 — строматолиты; 11 — бурые угли; 12 — лигниты; 13 — фауна: моллюски (а), остракоды (б), рыбы (в); 14 — флора (а), место взятия спорово-пыльцевых проб (б); 15 — оолиты (а), конкреции (б), загниванность (в); 16 — косая слоистость; 17 — кора выветривания; обломки коренных пород (а), глины (б); 18 — коренные породы, затронутые процессами выветривания

6. Глины светло-коричневые, плотные, тонко-горизонтально-слоистые, при раскалывании дают плоскую остроугольную щебенку. В отдельных прослоях породы обогащены раковинками моллюсков и остракод, встречаются кости и чешуи рыб. В шлифах видно, что породы состоят из тончайших пластинчатых глинистых частиц пелитоморфного карбоната, равномерно рассеянного в глинистой массе, углистой пыли и коллоидальной гумусовой органики, обуславливающей коричневую окраску пород. Кроме того, присутствуют точечные сгустки гидроокислов железа и мельчайшие агрегаты титановых минералов анатазо-брукитовой группы. Около 1—2% всей массы породы составляет алевритовая фракция; зерна кварца, пластинки слюд и кремнистые агрегаты

18,4



Фиг. 14. Кривые термического нагревания доломитов из туерькской свиты

Гранулометрический анализ отложений описанного разреза показал, что породы представлены тонкоотмученными разностями глин (до 98,7% частиц <0,01 мм) с незначительной примесью алевритового (2,4%) и мелкопесчаного (0,3%) материала. Описываемые отложения крайне бедны тяжелыми минералами. Их состав показан в табл. 6. Основную роль играют рудные минералы, а в виде незначительной примеси присутствуют минералы группы эпидота, циркон, гранат и пироксен.

К западу от урочища Бекен на правом берегу р. Туерык отложения туерькской свиты залегают непосредственно на породах палеозоя. Этот разрез считается стратотипическим. Сверху вниз здесь обнажаются:

	Мощность, м
1. Пачка переслаивающихся светло-серых глин и алевритов с прослоями и линзами буроватых тонкозернистых песков	20—22
2. Глины светло-серые и голубовато-серые, горизонтально-слоистые, плотные, содержащие кости рыб и раковины остракод	4,2
3. Глины светло-серые, плотные, в выветрелом состоянии белесые, рыхлые, с отдельными прослоями, обогащенными мелким растительным детритом.	8,5
4. Мергели светло-голубые, с раковистым изломом	0,6
5. Пачка тонкослоистых зеленовато-коричневых глин и алевритов	9,1
6. Мергели белые, рыхлые, комковатые	0,4
7. Глины зеленовато-серые, тонкоплитчатые, в верхней части листоватые. Встречаются отпечатки и кости рыб и остракоды	2,8
8. Мергели белые, плотные, с раковистым изломом	0,5
9. Глины светло-голубоватые, неслоистые	0,3
10. Известняки серые, пористо-комковатые, содержащие прослой ракушняка с раковинами моллюсков <i>Radix grabau</i> Ping. (определение Г. Г. Мартинсона)	2,1
11. Глины зеленовато-серые, местами буроватые, алевритистые, карбонатные, горизонтально-слоистые	3,2
12. Конгло-брекчии (базальный горизонт) светло-серые, мелкие, плотно сцементированные карбонатным цементом	1,5

Из слоев 2 и 7 этого и других разрезов свиты А. В. Аксариным и Е. Н. Шукиной были собраны, а Г. Ф. Шнейдер определены остракоды: *Cyprinodus baturini* Schneid., *Cyprinodus* ex gr. *vialovi* Schneid., *Candona* ex gr. *esikini* (Daday), *Herpetocypris* sp., *Eucypris* sp., *Limnocythere* ex gr. *detruncata* Sarin., *Candoniella* sp., *Advenocypris* sp., *Cytherissa* ex gr. *tuberculata* Bronst.

Непосредственный контакт пород туерькской свиты с вышележащими отложениями эоплейстоцена наблюдался нами у северного борта котловины в двух местах — по левобережью р. Бекен и на правобережье р. Туерык (среднее течение). Первое обнажение было описано выше. По

Таблица 5

Гранулометрический состав отложений туерьской свиты (в %)

№ образца	Размеры фракций в мм				
	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01
14/31	—	—	0,3	2,2	97,5
14/28	—	—	0,3	2,3	97,4
14/14	—	—	0,3	1,0	98,7
14/10	—	—	—	1,9	98,1
14/8	Следы	Следы	0,1	2,45	97,45
14/2	—	—	0,3	1,0	98,7

Таблица 6

Минералогический состав тяжелой фракции пород туерьской свиты (в %)

№ образца	Выход тяжелой фракции, %	Рудные	Роговая обманка	Группа эпидота	Пироксен	Циркон	Гранат	Биотит
14/31	1	77	—	4	6	9	4	—
14/28	Нет	—	—	—	—	—	—	—
14/14	»	—	—	—	—	—	—	—
14/10	»	—	—	—	—	—	—	—
14/8	1	41	2	20	—	4	—	13
14/2	1	87	—	2	—	8	—	3

р. Туерьк в шурфах видно, как на размытой поверхности светло-голубых глин туерьской свиты (азимут падения 10° , угол 10°) несогласно залегают бурые хорошо окатанные горизонтальнослоистые мелкие галечники эоплейстоцена.

Характерными чертами разрезов туерьской свиты северной окраины котловины является их очень тонкий, преимущественно глинистый состав, повсеместная карбонатность пород, присутствие прослоев весьма типичных светло-голубоватых звонких мергелей и доломитов. Обычны значительные (100—120 м) мощности свиты; среди ее отложений наблюдается большое количество горизонтов с фауной моллюсков, ostracod, рыб и отпечатками растений. Из основания разреза свиты (р. Туерьк) Г. Г. Мартинсоном была определена фауна пресноводных моллюсков восточноазиатского типа *Radix grabau* Ping. В верхних горизонтах свиты по рекам Бекен и Туерьк нами были собраны раковины, принадлежащие *Cipangopaludina* sp. Из этих же горизонтов Т. А. Якубовской были определены остатки листовой флоры: *Tilia* sp., *Betula* sp. (sect. *Albae*), *Betula* cf. *tianschanica* Rupr., *Betula* cf. *cubpubescens*, *Equicetum* sp., *Coniferales* (?), *Salix* sp.

Почти во всех разрезах туерьской свиты по северной окраине Чуйской котловины и в других местах Е. К. Сычевской (Сычевская и Девяткин, 1962) были обнаружены многочисленные костные остатки и отпечатки рыб, принадлежащие *Esox* sp., *Lucioperca* sp., *Scardinius* sp., *Rutilus* sp., *Tinca* sp., *Leuciscus* sp., *Oreoleuciscus* sp., *Aspius* sp., *Carasius* sp., *Chondrostoma* sp., *Salmo* sp.?, *Abramis* sp., *Parasilurus* sp.

Фауна пресноводных рыб, населявших водоем Чуйской котловины, была достаточно теплолюбивой, о чем свидетельствует присутствие таких тепловодных родов, как *Aspius*, *Scardinius*, *Abramis*, *Parasilurus*, не встречающихся в настоящее время на Алтае. Родовой состав рыб в своих основных чертах был близок известной ихтиофауне арало-каспийской провинции, что, однако, не исключает возможное присутствие отдельных представителей китайских родов. Так, род *Parasilurus* sp. в настоящее время распространен в бассейне Амура, в Китае, Индокитае, на о-ве Хайнань и в Передней Азии (Берг, 1933).

Существенно другой тип разреза характерен для отложений туерыкской свиты западных и юго-западных окраин Чуйской котловины. На водоразделе рек Чуи и Чаган-Узуна, согласно Г. Ф. Лунгерсгаузену и О. А. Раковец (1958), в основании разреза свиты залегает характерная пачка коричневатых-серых плитчатых глин мощностью 10—15 м. Выше выделяются два-три прослоя сильно давленного ракушняка (1,0—1,5 м), сцементированного рыхлым коричневатым алевроитом. Далее в разрезе свиты преобладают тонко переслаивающиеся между собой (0,3—0,5 м) светло-коричневые и голубовато-серые глины и алевроиты. Все породы карбонатны, местами обогащены мелким растительным детритом, иногда слабо загипсованы. Выше глины становятся светло-серыми и голубовато-серыми, теряют четкую полосчатость и слоистость, содержат мало-мощные (0,2—0,3 м) прослои рыхлых грязно-серых мергелей. Встречаются ostracodes, остатки растений и кости рыб. Мощность отложений свиты по правобережью р. Чаган-Узун сокращена и составляет не более 75—80 м. Все породы смяты в пологие складки, на размытую поверхность которых несогласно ложатся бурые гравийные и карбонатно-песчаные осадки кызылгирской свиты эоплейстоцена.

В юго-западной части Чуйской котловины отложения туерыкской свиты вскрываются на правом берегу р. Чаган-Узун выше пос. Кызыл-Маны. В 25—30 м ниже подошвы галечников эоплейстоцена обнажаются (сверху вниз):

Мощность, м

1. Алевроиты светло-бурые, со слабым зеленоватым оттенком, рыхлые, содержащие мелкие раковины моллюсков 9,1
2. Глины бурые, местами пятнисто-ожеженные, плотные, неслоистые 0,3
3. Пески серовато-бурые, разнозернистые, содержащие мелкий плохо окатанный сильно выветрелый гравий и гальку 2,3
4. Пачка чередующихся глин, алевроитов и песков. Глины тонкослоистые, голубовато-серые, иногда зеленоватые, мощностью 0,3—0,5 м. Алевроиты серые и буровато-серые, переходящие в светло-бурые разнозернистые пески с гравием. В песках отмечается неясная слоистость, содержатся кости рыб и мелкие раковины гастропод плохой окатанности. Мощность прослоев песков и алевроитов 0,6—2,0 м 10—12
5. Глины серые и зеленовато-серые с прослоями светло-бурых алевроитов. Отмечаются маломощные (0,1—0,15 м) прослои темно-коричневых углистых глин 4—5

Общая видимая мощность отложений свиты по ряду обнажений на р. Чаган-Узун оценивается в 35—40 м.

По данным В. С. Сергеева, в образцах из описанного разреза содержится следующая пыльца (определение Э. А. Бессоненко, ЗСГУ): голосемянных — *Podocarpus* (0,9%), *Abies sibirica* (4,7%), *Tsuga* cf. *diversifolia* (8,2%), *Picea* sect. *Excelsa* (3,5%), *P.* cf. *obovata* (4,9%), *Pinus silvestris* (5,9%), *P. sibirica* (9,2%), *P.* sect. *Haploxylon* (11,5%), *Taxodiaceae* (1,1%); покрытосемянных — *Salix* (0,9%), *Alnus* (2,3%), *Betula verrucosa* (23,2%), *Carpinus* (0,7%), *Juglans* (0,9%), *Pterocarya* (0,4%), *Carya* (0,7%), *Ulmus* (0,9%), *Tilia* cf. *cordata* (1,1%). Всего древесных 49,9%. Среди травянистых пород преобладают растения луговых и степных ассоциаций.

Примерно такой же литологический состав, что и приведенный раз-

рез, имеют отложения туерьской свиты в среднем течении р. Кызкыно-
 нор. Для них характерно чередование светло-серых, зеленовато-серых
 карбонатных глин, алевроитов, прослоев песков и мелкого гравия. В про-
 слоях мергелистых глин и алевроитов были собраны кости рыб и мел-
 кие раковины моллюсков.

Погружение материала и сокращенные мощности отложений описан-
 ных разрезов свидетельствуют о прибрежных, сравнительно мелковод-
 ных условиях их накопления и значительном выносе терригенного ма-
 териала в озерный бассейн. О прибрежных условиях накопления осад-
 ков говорит и появление маломощных (до 0,1 м) прослоев лигнитов и
 бурых углей. Такой разрез наблюдался нами в долине р. Тархаты у вы-
 хода ее из гор в котловину. Здесь среди светло-бурых песков и рыхлых
 песчаников, переслаивающихся с голубовато-серыми карбонатными
 алевроитами, отмечается три маломощных (0,1—0,2 м) прослоя буро-
 го рыхлого лигнита. Общая видимая мощность отложений около 6—8 м.

Палинологические исследования разрезов свиты по рекам Кызкыно-
 р и Тархата, произведенные Г. А. Беляевой и В. Н. Тихомировым, устано-
 вили их возрастную близость с разрезами верхней части туерьской
 свиты северной окраины котловины (фиг 15). Ниже приводится состав
 пыльцы и спор из обнажения по р. Тархаты (сборы О. А. Раковец). Пыль-
 ца древесных: *Picea* sect. *Eupicea* — 16,2%, *Picea* sect. *Omorica* — 5,0%,
Pinus sect. *Haploxyylon* — 34,0%, *Pinus* sect. *Diploxyylon* — 8,3%,
Tsuga — 21,2%, *Abies* — 1%, *Betula* — 5,3%, *Corylus* — 3,0%, *Ulmus* —
 3,2%, *Tilia* — 4,2%, *Podocarpus* — 1%, *Pterocarya* — 1%. Пыльца травя-
 нистых: *Ericaceae* — 96,3%, *Artemisia* — 2,4%, *Chenopodiaceae* — 1,3%.

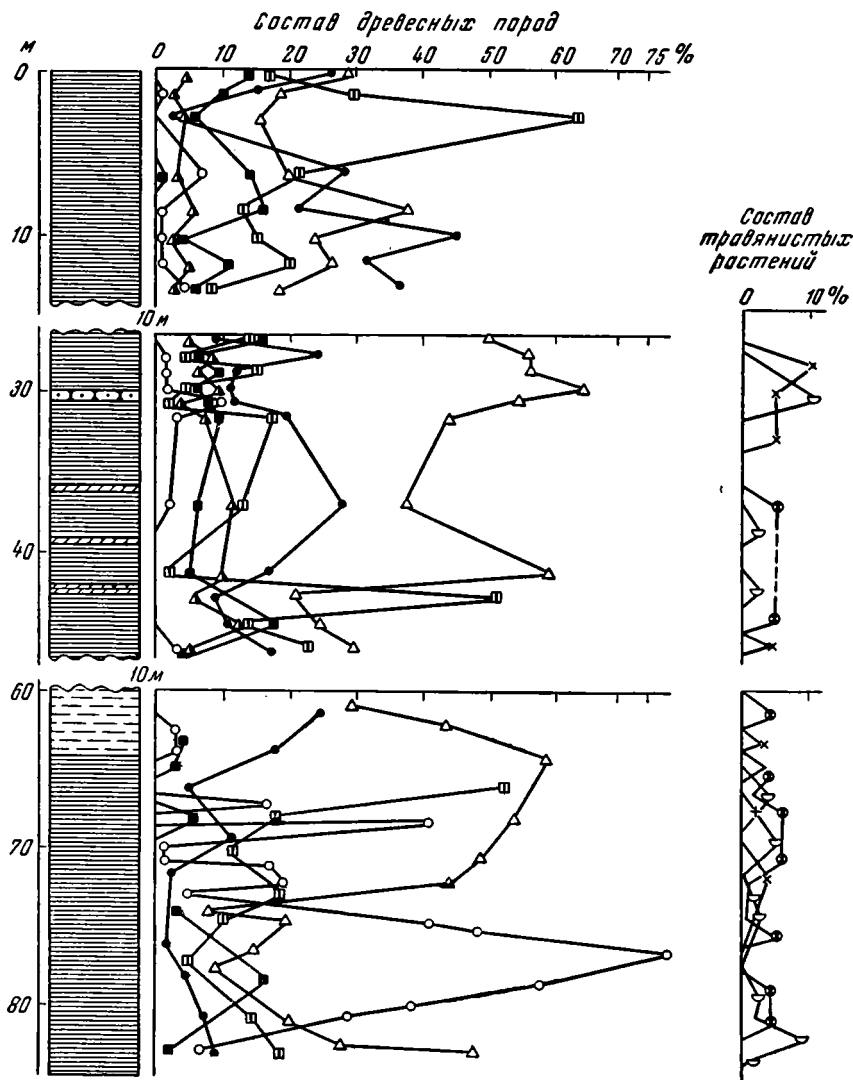
Особое место занимают осадки туерьской свиты, развитые по юго-
 западной периферии Чуйской котловины и на ее платообразной водораз-
 делной перемычке с Курайской котловиной. Эти осадки, видимо, пред-
 ставляют отложения самых окраинных частей озерного бассейна, или, что
 нам кажется вернее, отложения небольших мелких озер, располагавших-
 ся по его периферии.

Разрез туерьской свиты по р. Теустан был впервые описан Г. Ф. Лун-
 герсгаузенем и О. А. Раковец (1958), а затем нами в 1960 г. Отложения
 свиты залегают в небольшой котловине, расположенной на водоразделе
 рек Чаган и Чаган-Узун на высоте около 2800 м, почти у края современ-
 ных ледников. Здесь под бурыми галечниками эоплейстоцена обнажают-
 ся сверху вниз:

Мощность, м

1. Пески и алевроиты желтовато-серые, буроватые и коричневатые, неравно-
 мерно переслаивающиеся между собой, содержащие слабо разложившие-
 ся остатки древесины. Местами в прослоях песков появляется косая слоис-
 тость 4,5
2. Алевроиты с прослоями темно-коричневых плитчатых глин, обогащенных ра-
 стительными остатками и содержащих маломощные (0,2 м) линзы темно-
 бурого, почти черного рыхлого лигнита. Прослои алевроитов не выдержи-
 ваются по простиранию, замещаясь бурыми песками с гравием и галькой. В
 глинах встречены мелкие плохо сохранившиеся раковины *Cyraulys* sp.,
Planorbis ex gr. *planorbis*, *Pisidium* sp. (определения Г. Ф. Лунгерсгау-
 зена) 3,1
3. Глины алевроитистые, светло-серые, иногда зеленовато-коричневые, плот-
 ные, неясно-горизонтально-слоистые 4,6
4. Алевроиты светло-серые, голубовато-серые, с прослоями плотных карбонат-
 ных глин и тонкими линзами серых мергелей. В сторону коренного скло-
 на они фашиально замещаются толщей переслаивающихся светло-серых гру-
 бо-косослоистых слюдистых песков с карбонатным цементом, обогащенных
 мелкой галькой и щебнем коренных пород 8,5—9,0

Из верхних частей разреза П. И. Дорофеевым (1956) были опреде-
 лены древесные остатки, плоды и семена *Picea* sp., *Pinus* sp., *Potamogeton* sp.,
Sparganium sp., *Carex* sp., *Myriophyllum* sp., *Chenopodium* sp.,



Фиг. 15. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений туерьской свиты в северо-западной части Чуйской котловины (материал М. Х. Аникиной, аналитик Г. А. Беляева). Условные обозначения см. на фиг. 6

Pubus sp., *Hippuris* sp., *Aralia* sp. Основную массу составляют водные растения. Данный комплекс, по заключению П. И. Дорофеева, сходен с мио-плиоценовым комплексом Западной Европы. В слое 4 нами был обнаружен обломок верхней челюсти с неполным рядом зубов, принадлежащих, по определению А. В. Гуреева, пищухе рода *Ochotona* Link. Похожие пищухи были найдены на р. Ишим в нижнеплиоценовых отложениях (местонахождение Селим-Джавар). Однако А. В. Гуреев считает, что по своим филогенетическим особенностям найденная форма является более примитивной, чем нижнеплиоценовые, но более развитой, чем нижнемиоценовые пищухи того же рода. Таким образом, с достаточной уверенностью можно сказать, что она существовала в течение среднего — верхнего миоцена.

Видимо, похожие геоморфологические условия времени накопления отложений туерьской свиты существовали на платообразном водоразделе между Чуйской и Курайской котловинами. Здесь по р. Сагайры

в урочище Джулдыз-Куль отложения туерыкской свиты выполняют небольшую плоскую котловину среди останцового донеогенового рельефа. Неогеновые отложения сверху перекрыты ярко-бурыми песчано-галечными осадками эоплейстоцена и представлены сизовато-серыми, белесыми, местами голубоватыми горизонтальнослоистыми алевритами и глинами, содержащими прослои и линзы буроватых песков с гравием и мелкой галькой. В верхней части разреза отмечается прослой (1,0—1,2 м) темно-коричневого рыхлого лигнита с хорошо сохранившимися кусками древесины. Общая мощность отложений 15—17 м.

Спорово-пыльцевой анализ образцов из этих отложений (сборы В. С. Сергеева, определения Э. А. Бессоненко, ЗСГУ) показал преобладание пыльцы древесных пород (75%), среди которых доминирует пыльца хвойных (*Abies sibirica*, *Picea obovata*, *Pinus sibirica*), а содержание пыльцы лиственных пород деревьев (в том числе *Carpinus* и *Juglans*) составляет не более 10%. Подобный состав растительности позволяет сопоставлять разрез по р. Агайры с верхами туерыкской свиты северной части котловины.

Разрезы южной окраины Чуйской котловины вскрываются скважинами, расположенными к северу от урочища Бураты. В скв. 102 залегают сверху вниз:

Глубина, м

1. Алевриты, чередующиеся с прослоями глин и песков, содержащих мелкую гальку и гравий. Цвет породы серый, в глинистых прослоях — голубовато-серый	14,8—39,0
2. Пески алевритистые, голубовато-серые, с прослоями темно-коричневого цвета, обогащенные растительным детритом, иногда концентрирующимся в тонкие прослои и линзы (до 0,1 м)	39,0—51,0
3. Пески темно-серые, голубовато-серые, местами буроватые	51,0—52,0
4. Алевриты с прослоями глин и маломощными (0,5—1,0 м) слоями чистого промытого песка. Цвет пород светло-серый, голубоватый. Видны плохо сохранившиеся растительные остатки	52,0—64,0
5. Алевриты глинистые, серые, голубовато-серые, переслаивающиеся со светло-бурыми песками, содержащими мелкие (3—5 см) обломки обугленной древесины. Мощность прослоев по 2,0—2,5 м. Отдельные прослои представлены грубыми песками с мелким гравием. Чередование прослоев довольно постоянное	64,0—93,0
6. Глины алевритистые, голубовато-серые, тонко-горизонтальнослоистые, с массой рассеянного мелкого обугленного растительного детрита. В самых низах слоя появляются пески	93,0—100,6
7. Пески с мелким хорошо окатанным гравием, состоящим из метаморфических сланцев, кварца и порфиридов	100,6—105,7
8. Алевриты глинистые, светло-серые, неслоистые, с редкими прослоями песчаных алевритов. Масса мелких угольков и обугленного растительного детрита. Ниже залегают породы кошагачской свиты	105,7—118,0

Описанный разрез характерен, видимо, для достаточно глубоководных фаций туерыкской свиты, представленных озерными алевритами, карбонатными глинами и песками. С приближением к палеозойскому обрамлению котловины в составе отложений туерыкской свиты все больше появляется прослоев аллювиальных грубозернистых песков с гравием и мелкой галькой. Для них характерна буроватая окраска, вызванная ожелезненностью пород, чем они резко отличаются от озерных отложений, имеющих голубовато-серые цвета. Переслаивание разноокрашенных пород в разрезе создает общий пестроцветный характер отложений туерыкской свиты, что довольно сильно отличается ее от одновозрастных отложений северной части Чуйской котловины, которые рассматриваются обычно как наиболее типичные. Для отложений туерыкской свиты южной части котловины характерна значительная обогащенность растительным детритом, равномерно рассеянным в толще и иногда образующим маломощные прослои лигнитов.

Примером такого типа разреза туерыкской свиты является разрез скв. 107, пробуренной у южной окраины котловины (урочище Бураты)

в пределах мелкосопочного останцового рельефа. Здесь под бурыми гравийниками и песками эоплейстоцена вскрываются:

Глубина, м

- | | |
|---|-----------|
| 1. Алевриты светло-бурые, плотные, с тонкими прослоями мелкого гравия и редкими древесными угольками. Ниже появляются прослои алевритов серого и голубовато-серого цвета. Изредка встречаются тонкостенные раковины мелких сильно деформированных моллюсков | 20,0—24,5 |
| 2. Пески и алевриты грубые, неслоистые, со щебнем и мелкой полуокатанной галькой. Цвет пород бурый, переходящий в кирпично-красный | 24,5—27,7 |
| 3. Глины серые, светло-буроватые, с прослоями песков, неокатанного гравия и отдельными коричневато-бурыми линзами глин (5—10 см), обогащенными растительным детритом. Гравий состоит из сильно выветрелых пород девона — песчаников, кислых эффузивов и их туфов | 27,7—38,7 |
| 4. Глины голубовато-серые, неясно-горизонтально-слоистые | 38,7—40,7 |
| 5. Алевриты и алевритистые пески коричневато-серые, с рассеянным мелким сильно выветрелым щебнем, обогащенные распыленной растительной органикой. В наиболее тонких прослоях встречаются мелкие обломки раковин моллюсков и остракод | 40,7—50,0 |
| 6. Глины светло-серые, в низах становятся коричневато-серыми, горизонтально-слоистые, с мелкими железистыми оолитами до 1 см в диаметре | 50,0—54,1 |
| 7. Переслаивание темно-коричневых глин и алевритов, обогащенных тонким растительным детритом, светло-буроватых песчанистых алевритов и мелкозернистых песков с неокатанной мелкой щебенкой. Наблюдается несколько прослоев (1,0—1,2 м) светло-серого горизонтально-слоистого песчаника с карбонатным цементом. В низах залегает горизонт плотного конгломерата с хорошо окатанной мелкой (1—2 см) галькой. Наклон слоистости 18—20° к оси зерна | 54,1—69,0 |

Ниже отмечаются ярко-бурые глинисто-щебнистые породы карачумской свиты небольшой мощности, залегающие на сильно выветрелых песчаниках девона.

Таким образом, отложения туерькской свиты, развитые в Чуйской котловине, представлены тремя основными типами разрезов, что обусловлено накоплением осадков в различных структурно-фациальных зонах. Отложения свиты северной части Чуйской котловины отличаются наиболее полными разрезами. Они представлены озерными светлыми голубовато-серыми известковистыми глинами, доломитами, мергелями, известняками и алевритами значительной (до 200 м) мощности. Состав этих пород указывает на слабый принос терригенного материала: формирование осадков происходило в условиях спокойной тектонической обстановки, в наиболее глубоких частях озерного бассейна. Для них характерно присутствие нескольких горизонтов с фауной моллюсков, остракод, рыб.

Другой тип разреза туерькской свиты характерен для западной и юго-западной окраин Чуйской котловины. Для этих районов типичны малые мощности (20—30 м) отложений, их сравнительно грубый песчано-алевритовый состав, быстрая фациальная изменчивость пород, часты маломощные прослои лигнитов и слабо углефицированных бурых углей. Кроме редкой фауны моллюсков, в отложениях встречается также фауна млекопитающих. Генетически отложения относятся к прибрежно-озерным и озерно-дельтовым, а по рекам Теустан и Агайры — к болотно-озерным осадкам мелких водоемов.

Для отложений туерькской свиты южной окраины Чуйской котловины характерно чередование в разрезе озерных и аллювиальных прослоев — глин и песков с гравием, наблюдается обогащенность растительным детритом. Чередование разноокрашенных прослоев пород (буровато-красных и голубовато-серых) создает общий пестроцветный характер толщи.

В Курайской котловине карбонатные глины туерькской свиты были впервые обнаружены Е. Н. Шукиной в 1937 г., описавшей их

как аналог мергельной свиты. В. А. Ласьков в 1956 г. отметил их распространение в центральных частях и по северной окраине Курайской котловины. Наиболее полный разрез свиты был вскрыт скв. 4, пробуренной Курайской экспедицией ЗСГУ в 1954 г. к северо-западу от пос. Курай, почти у борта котловины, в нескольких сотнях метров к югу от тектонического уступа Курайского хребта. Керновый материал этой скважины был описан И. Н. Звонаревым и О. А. Раковец. Согласно их данным, верхняя часть разреза туерьской свиты (интервал 10,0—30,0 м) представлена светло-серыми алевроитами, глинами и тонкозернистыми известковистыми песчаниками, заключающими прослой мелкого гравелитов. Отмечаются отдельные горизонты бурых углей и лигнитов. Их мощность, по И. Н. Звонареву, достигает до 5,77 м, что может быть завышено в связи со значительной дислоцированностью пород (до 60—70°), отмечаемой по замерам слоистости в керне. Ниже (интервал 30,0—54,0 м) залегают темно-коричневые тонколистоватые глины с прослоями глинистых алевроитов и светло-бурых рыхлых песчаников, содержащих раковины гастропод плохой сохранности, отнесенных Г. Ф. Лунгерсгаузен к миоценовым *Viviparus* ex gr. *barboti-megarensis*. В интервале 54,0—68,0 м породы представлены светло-серыми звонкими мергелями, известковистыми глинами и алевроитами с прослоями тонкозернистых песчаников. Ниже до глубины 184,1 м идут переслаивающиеся карбонатные глины и алевроиты светло-серого и голубовато-серого цвета. Скважина не вышла из озерных отложений туерьской свиты.

Из нижней части разреза скважины Г. Ф. Шнейдер определила следующие остракоды: *Limnocythere* ex gr. *alveolata* Sarin, *Cyprinodus* ex gr. *formalis* Schneid., *C.* ex gr. *vialovi* Schneid., *Candona neglecto* Sars., *C. praelustris* Bodina, *C.* ex gr. *esikii* Daday, *Ilyocypris gibba* Ramdohr, *I. brady* Sars., *Candoniella* ex gr. *ivachnenkovi* Schneid., *Eucypris* ex gr. *fischer*, *Limnocythere* sp.

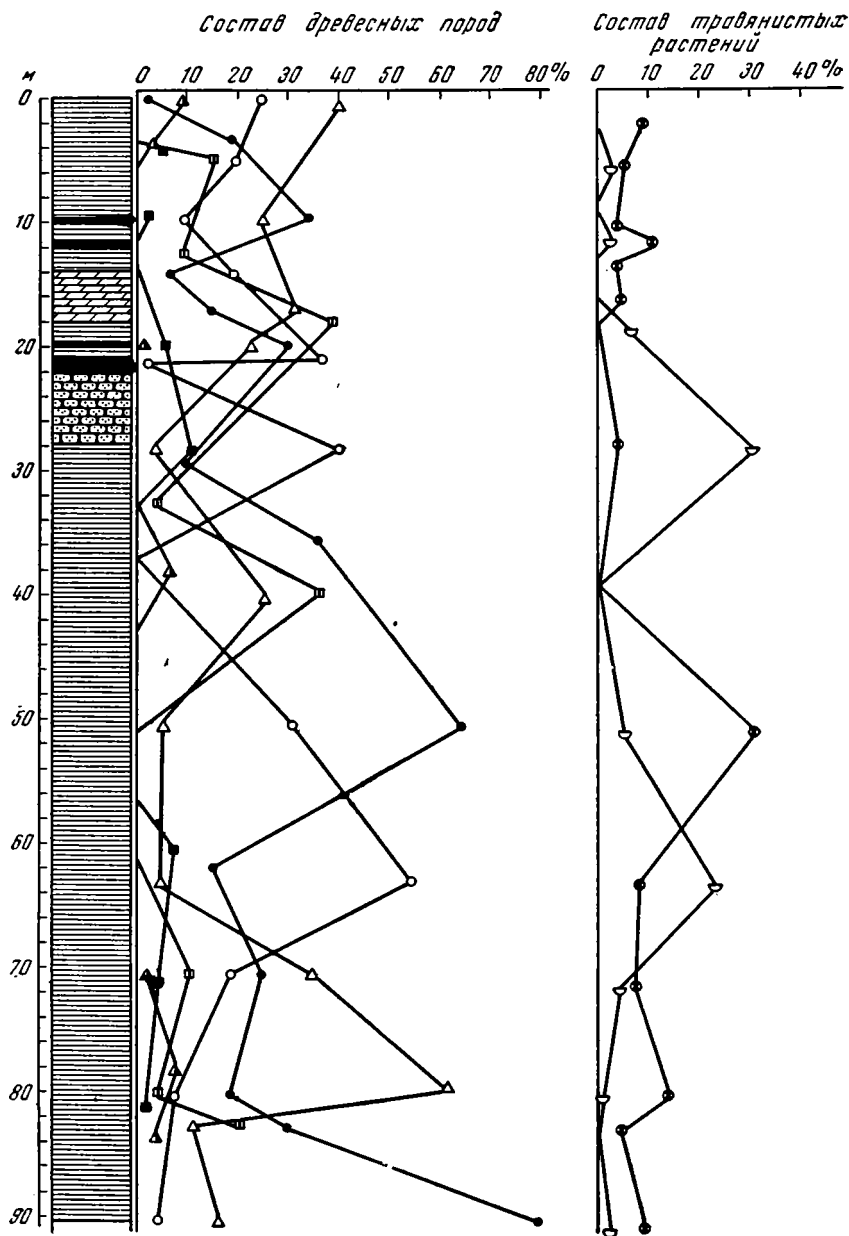
Из этих же отложений Е. К. Сычевской были определены мелкие кости и чешуя рыб: *Rutilus* sp., *Leuciscus* sp., *Silurus* sp.

В других котловинах Юго-Восточного Алтая достоверные отложения туерьской свиты не известны. Однако их распространение в других котловинах вполне реально. Так, в Джулукульской котловине к туерьской свите могут быть отнесены наиболее верхние (безугольные) части разреза (30—40 м) по р. Каргы, описанные выше. Не исключено их нахождение под ледниковыми осадками в центральных, наиболее прогнутых частях этой котловины.

Материалы палинологических исследований отложений туерьской свиты

Исследования разрезов туерьской свиты Чуйской и Курайской котловин позволили Г. А. Беляевой и В. Н. Тихомирову установить характерные особенности и ход изменения растительности того времени. Спорово-пыльцевые спектры низов туерьской свиты (разрез переходной пачки шоколадных глин на правобережье р. Чаган-Узун) весьма близки к спектрам верхней части кошагачской свиты и являются их непосредственным продолжением. Это указывает на отсутствие резкой смены типа растительности на границе двух свит и подтверждает постепенную смену осадков в вертикальном разрезе. Низы туерьской свиты характеризуются развитием смешанных лесов, среди которых преобладает *Betula* (40—50%), *Picea* (20—30%), *Pinus* (8—15%), *Tsuga* (10—15%), реже встречается *Podocarpus*, *Ulmus*, *Corylus*, *Alnus*, единичны *Fagus*, *Tilia*, *Juglans*, *Pterocarya*.

Для средней части разреза свиты (скв. 4^в Курайской котловине) наблюдается достаточно частое чередование максимумов хвойных



Фиг. 16. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений туерьской свиты Курайской котловины (материал О. А. Раковец, анализ В. Н. Тихомиров). Условные обозначения см. на фиг. 6

и березовых (фиг. 16). Из состава березово-широколиственного сообщества исчезают почти все широколиственные элементы, за исключением *Carpinus* и *Corylus*. Пыльца *Ulmus*, *Tilia*, *Quercus* присутствует лишь в единичных процентах, полностью отсутствуют Таходиацевы. Среди хвойных отчетливо увеличивается содержание пыльцы сосны (до 30—50%) и уменьшается количество *Picea*, *Tsuga*. Среди травянистых намечается постоянное присутствие степных элементов (5—10%). Для наиболее верхних горизонтов свиты (реки Туерык, Теустан, Агайры) характерно резкое преобладание пыльцы *Picea* (50—70%), уменьшение *Pinus*, *Tsu-*

га, *Abies*. Березово-широколиственные леса как самостоятельный комплекс почти исчезают, господствующее положение окончательно переходит к темнохвойным ассоциациям.

Спорово-пыльцевые исследования отложений туерыкской свиты южной части Чуйской котловины, проведенные Е. И. Глущенко (скв. 102, интервал 14,0—118,1 м; скв. 107, интервал 20,0—54,6 м), показали, что в отложениях свиты резко преобладает пыльца древесных, главным образом хвойных пород деревьев. Среди них пыльца *Pinus* достигает 50—60%, *Picea* меньше (20—25%), к верхам увеличивается количество пыльцы *Abies* (от 10 до 45%), постоянно присутствует пыльца *Tsuga* (6—8%). Пыльца широколиственных (*Podocarpus*, *Ulmus*, *Corylus*, *Acer*, *Carpinus*, *Castanea*, *Tilia*) составляет до 5—7%. В низах разреза свиты отмечается увеличение пыльцы *Betulaceae* до 20—32%. Это, видимо, тот «березовый» максимум, который фиксируется В. Н. Тихомировым для разрезов северо-западной части Чуйской котловины в слоях, переходных к кошагачской свите.

Таким образом, общий ход изменения растительности во время накопления отложений туерыкской свиты был, видимо, одинаков для разных частей Юго-Восточного Алтая, хотя разрезы южной части Чуйской впадины отличаются несколько более бедными спорово-пыльцевыми спектрами.

О возрасте туерыкской свиты

Вопрос о возрасте свиты решается на основании анализа палеонтологических материалов и ее стратиграфического положения, а также по сопоставлению с разновозрастными осадками смежных регионов. Ниже рассматриваются эти материалы.

Возраст мергельных и угленосных горизонтов Чуйской котловины определялся А. В. Аксариным (1937) и Е. Н. Шукиной в 1937 г. достаточно условно верхним олигоценом — миоценом. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1957, 1958), установившие стратиграфическое положение туерыкской свиты, датируют ее верхним миоценом — нижним плиоценом на основании определения вивипарид из группы *barboti-megarensis*, характерных для меотических слоев Причерноморья.

Г. Г. Мартинсон, обработавший наши сборы фауны моллюсков из туерыкской свиты, выразил сомнение в возможности отнесения этой фауны к восточноевропейскому типу. В отложениях кошагачской и туерыкской свит им были определены лишь восточноазиатские виды гастропод. Так, раковины *Radix grabau* (Ping), найденные в изобилии в туерыкской свите, известны, по Чи Пингу (Ping Chi, 1931), из неогеновых отложений Центрального и Северо-Западного Китая. По Г. Г. Мартинсону (1961), указанный вид в Сибири встречается, начиная со среднего миоцена, и характерен для карбонатных отложений Забайкалья (верхний миоцен — нижний плиоцен). Находки *Cipangopaludina* sp. также свидетельствуют о миоценовом возрасте вмещающих пород. Положение указанной фауны моллюсков между нижнемиоценовым комплексом (*Cipangopaludina*, *Tulotoma*), характерным для кошагачской свиты, и среднеплиоценовым (зоплейстоценовым) левантинским комплексом моллюсков кызылгирской свиты, описанными выше, дает нам право датировать вмещающие карбонатные породы туерыкской свиты средним миоценом — нижним плиоценом.

В составе остракод Г. Ф. Шнейдер отмечает ряд видов, характерных для мио-плиоцена Восточного Казахстана (*Cyprinodus vialovi* Schneid., *Candona praelustris* Bodina), плиоцена Притяньшанской депрессии (*Cyprinodus formalis* Schneid.), плиоцена Кавказа и Поволжья (*Limnocythere alveolata* Sarin., *Condoniella ivachnenkovi* Schneid.). Два

последних вида, по А. В. Сузину (1956), в Предкавказье отмечаются и в мезотических отложениях.

Комплекс ихтиофауны туерьской свиты, описанный Е. К. Сычевской (Сычевская и Девяткин, 1962), весьма близок к описанным В. К. Василенко (1957), В. Д. Лебедевым (1959) и Б. А. Штылько (1934) ихтиофаунам из неогеновых отложений Зайсана и Прииртышья, что показано в табл. 7.

С приведенными выше данными о возрасте свиты согласуется также указание А. В. Гуреева на то, что найденная в отложениях туерьской свиты пищуха *Ochotona Zink.* по своим филогеническим особенностям занимает промежуточное положение между нижнемиоценовыми и нижнеплиоценовыми формами.

Палеофлористические материалы по исследованиям П. И. Дорофеева, Г. А. Беляевой, В. Н. Тихомирова, Е. И. Глушенко свидетельствуют о том, что растительность времени накопления туерьской свиты в самых низах разреза наследует смешанный тип растительности нижнемиоценового времени. Выше по разрезу начинает преобладать существенно хвойный тип растительных ассоциаций, характерный для миоплиоцена и плиоцена горного пояса Южной Сибири.

Сравнивая характер растительности туерьской свиты Юго-Восточного Алтая и территорий Восточного Казахстана и Прииртышья, мы видим, что направление изменения растительности, наметившееся еще в нижнем миоцене, продолжает резко дифференцироваться. В западных равнинных районах, согласно Е. Д. Заклинской (1957), к «миоплиоцену лесные ассоциации, по-видимому, в основном уже сошли на нет и сменялись растительностью саваннового и полупустынного типа, в условиях которого развивались и существовали разнообразные представители гиппарионовой фауны. Однако лесные формации галерейного типа или в виде островных лесов еще надолго задерживались здесь, постепенно исчезая под влиянием окончательно устанавливающегося, достаточно прохладного (по отношению к палеогеновому) и континентального климата со значительными периодами летних засух и суровой зимой. При таких условиях особенно хорошо развиваются степные и полустепные ценозы» (стр. 351).

Для юго-восточной окраины Западной Сибири в мио-плиоцене также были характерны смешанные леса с преобладанием среди хвойных сосен и значительное содержание широколиственных элементов.

Сравнивая растительность мио-плиоцена Юго-Восточного Алтая и окружающих его с запада и севера равнинных пространств, мы убеждаемся в различных климатических условиях, связанных с различным высотным положением рассматриваемых территорий. Растительность хвойно-таежного типа развивалась, видимо, в мио-плиоцене в пределах всего горного пояса Южной Сибири. По данным С. В. Обручева и И. М. Покровской (приведено по А. И. Толмачеву, 1954), в миоценовой флоре Восточного Саяна (Тункинская котловина) резко преобладают хвойные породы — ель, пихта, тсуга и др. Близкий состав растительности приводится также для Прибайкалья.

Вышеприведенные данные позволяют определять возраст туерьской свиты от среднего миоцена до нижнего плиоцена включительно.

Отложения, литологически близкие туерьской свите, прослеживаются достаточно уверенно на восток от Юго-Восточного Алтая. Глинисто-мергелистые светлоокрашенные озерные отложения межгорных впадин Юго-Восточного Алтая, Тувы, Западной Монголии и Забайкалья литологически весьма сходны между собой и занимают аналогичное стратиграфическое положение. Под ними на Алтае и в Забайкалье залегают угленосные отложения миоцена, а перекрываются они грубыми буровыми толщами эоплейстоцена.

Сопоставления ископаемых третичных ихтиофаун Западной Сибири, Зайсана и Чуйской котловины

Р о д ы	Западно-Сибирская низменность (средний миоцен)	Зайсан-ская впадина (верхний олигоцен — средний миоцен)	Чуйская степь (средний миоцен — нижний плиоцен)
<i>Amia barroisi</i> (Leriche.)	—	+	—
<i>Amia robusta</i> (Priem.)	—	+	—
<i>Amia</i> sp.	—	+	—
<i>Acipenser</i> sp. (<i>ruthenus</i> L.)	+	—	—
<i>Salmo</i> sp.	—	—	+
<i>Coregonus</i> sp.	—	—	—
<i>Esox lucius</i> L.	+	+	+
<i>Rutilus rutilus</i> (L.)	+	+	+
<i>Rutilus frisii</i> (Nordm.)	—	+	+
<i>Rutilus</i> sp.	+	+	+
<i>Leuciscus</i> cf. <i>leuciscus</i> (L.)	+	+	+
<i>L. idus</i>	+	+	+
<i>L. cf. lehmani</i> (Br.)	+	+	—
<i>L. cf. cephalus</i> (L.)	+	—	—
<i>L. irtyschensis</i> Schtylko sp. nov.	+	—	—
<i>L. kikui</i> Schtylko sp. nov.	+	—	—
<i>Leuciscus</i> sp.	+	+	+
<i>Chondrostoma</i> sp.	+	—	+
<i>Scardinius erythrophthalmus</i> (L.)	+	—	+
<i>Tinca</i> sp.	+	—	+
<i>Alburnus pseudorhodeus</i> Schtylko sp. nov.	+	—	—
<i>Alburnoides ehomboidalis</i> Schtylko sp. nov.	+	—	—
<i>Aspiurnus cherskii</i> Schtylko gen. et sp. nov.	+	—	—
<i>A. vysotskii</i> Schtylko gen. et sp. nov.	+	—	—
<i>A. spiluroides</i> Schtylko gen. et sp. nov.	+	—	—
<i>A. incompletus</i> Schtylko gen. et sp. nov.	+	—	—
<i>Blicca bogachevi</i> Schtylko sp. nov.	+	—	—
<i>Blicca</i> sp.	+	—	—
<i>Abramis bliccoides</i> Schtylko sp. nov.	+	—	—
<i>A. brama</i> (L.)	+	+	+
<i>Abramis</i> sp.	+	+	+
<i>Carrasius</i> cf. <i>carrasius</i> (L.)	—	+	—
<i>Carrasius</i> sp.	—	+	+
<i>Gobio</i> sp.	+	—	—
<i>Gobitis taenia</i> L.	—	+	+
<i>Rhodeus</i> sp.	+	—	—
<i>Silurus glanis</i> L.†	+	+	—
<i>Pungitius hexakanthus</i> (Schtylko)	+	+	—
<i>Leobergia sibirica</i> Schtylko gen. et sp. nov.	+	—	—
<i>Perca fluviatilis</i> L.	+	+	—
<i>Perca</i> sp.	—	—	+
<i>Parasilurus</i> sp.	+	+	+
<i>Acerina</i> sp.	+	—	—
<i>Lucioperca zaissanicus</i> sp. nov.	—	+	—
<i>Lucioperca</i> sp.	—	+	+

В Убсанурской котловине карбонатные озерные осадки подробно изучены Л. Д. Шорыгиной (1960). По северному борту впадины они представлены светло-серыми, голубоватыми карбонатными глинами и алевролитами с прослоями мергелей и песков. В этих отложениях были обнаружены раковины моллюсков, остракод, кости рыб и млекопитающих. А. Г. Эберзин и Г. Г. Мартинсон отметили эндемичный характер малакофауны, но по ряду форм сравнили указанный комплекс с фауной из мио-плиоценовых отложений Западной Сибири, описанной В. А. Линдгольмом и В. В. Богачевым. Г. Ф. Лунгерсгаузен из этих отложений определил вивипарид из группы *barboti-megarensis*, характерных также и для туерьской свиты Алтая. Комплекс остракод, по данным Г. Ф. Шнейдер и Л. И. Галеевой, весьма сходен с комплексом, обнаруженным в мио-плиоценовых отложениях Монголии и Южного Казахстана, причем ряд видов остракод встречается и в туерьской свите. Из мергельных отложений Убсанурской котловины В. И. Грозовым были определены кости гиппариона, оленей, части панцирей черепах. Анализируя эти остатки, В. И. Грозов делает заключение о принадлежности этой фауны к гиппарионовому комплексу, широко известному в Монголии и Казахстане.

Мио-плиоценовые глинисто-мергельные озерные отложения, видимо, достаточно широко развиты в Западной Монголии (в котловине Больших озер), где они были кратко описаны И. Г. Турищевым, К. Л. Волочковичем (1961) и известны под названием «убсанурских слоев» или хараусской свиты. Из этих отложений известны находки: *Hipparion* cf. *richthofeni* Cock., *Chilotherium habereri* Ringst., *Camelus* sp., *Castor* sp. *Cazella paotehensis* Teilg, *Mastodon* sp. Кроме млекопитающих, в этих отложениях имеются также моллюски и рыбы. Приведенный состав млекопитающих, согласно Е. М. Беляевой, отвечает гиппарионовой фауне Прииртышья и Казахстана и включает некоторые специфичные виды восточноазиатской палеозоологической провинции.

По южной окраине Сибирской платформы, а также во впадинах Прибайкалья и Забайкалья карбонатные осадки, представленные мергелями, известковистыми алевролитами и глинами, изучались Е. В. Павловским и Н. В. Фроловой, А. С. Кульчицким. Э. И. Равский (1959) выделил их в баяндайскую свиту. Г. Г. Мартинсон, изучавший фауну моллюсков из этой свиты, отнес указанные отложения к плиоцену. Однако Э. И. Равский указывает, что совместное нахождение моллюсков с остатками раннего мастодонта в северной Монголии позволяет несколько понизить возраст свиты. Кроме того, карбонатные осадки, литологически сходные с баяндайской свитой и содержащие аналогичную фауну моллюсков, по свидетельству Ли Сы-гуана (1962), считаются в Северном Китае доплиоценовыми. Интересно отметить, что в карбонатных осадках Прибайкалья и Северного Китая, как и в Юго-Восточном Алтае, присутствуют лимнеиды *Radix grabaui* (Ping), являющиеся характерными формами для среднего миоцена — нижнего плиоцена Южной Сибир и Монголии (Мартинсон, 1961).

Кратко рассмотрев возрастные аналоги туерьской свиты в восточных районах Сибири и Монголии, можно отметить их наиболее характерные черты. Это, в первую очередь, карбонатность и значительная тонкозернистость осадков, их преимущественно озерный генезис и формирование в межгорных депрессиях. Палеонтологически эти осадки охарактеризованы гиппарионовой фауной млекопитающих, пресноводными моллюсками и рыбами.

В регионах, примыкающих к Горному Алтаю с запада, нет литологически тождественных туерьской свите отложений. Одинаковое stratigraphическое положение занимают осадки павлодарской свиты. На Рудном Алтае и в Калбе, согласно И. С. Чумакову (1957), эти отложе-

ния представлены карбонатными красноцветными оскольчатыми глинами, обогащенными у бортов депрессий щебнем и песками. Генетически эти отложения представляют собой делювиально-пролювиальные, аллювиальные и озерные осадки. При накоплении осадков в более глубоких озерных водоемах преобладают карбонатные и глинистые разности пород, отличающиеся зеленовато-серой и серой окраской. Как указывает К. В. Никифорова (1960), красноцветные глины павлодарской свиты на правобережье р. Иртыш под г. Павлодаром замещаются зеленовато-серыми плотными мергелистыми глинами и известковистыми алевролитами. Хотя характер отложений павлодарской свиты повсюду остается довольно постоянным, «но красная окраска не является для них обязательной; так, на примере андассайской и павлодарской свит можно видеть, что в нижних горизонтах они содержат сероватые, зеленоватые и желтовато-бурые слои, которые кверху постепенно замещаются буро-красными. По простираанию свиты отмечается такая же зависимость» (Никифорова, 1960, стр. 124).

Сравнивая разрезы павлодарской и туерыкской свит, можно наблюдать, что в прибортовых частях Чуйской впадины (реки Кызкыно́р, Агайры, скв. 107) характер их отложений литологически довольно близок. В разрезах туерыкской свиты появляется пестроцветная (чередование зеленовато-серых и буро-красных тонов) окраска, вызванная наличием прослоев бурых щебнисто-оскольчатых глин, алевроитов и грубых песков аллювиального типа. Павлодарская и туерыкская свиты, являясь стратиграфическими аналогами, формировались в различных условиях. Отложения павлодарской свиты накапливались в условиях достаточно выровненного рельефа территории Казахстана и Прииртышья, в спокойной тектонической обстановке, при широком развитии процессов выветривания. Чередующиеся между собой маломощные прослои делювиально-пролювиального и аллювиального типа в условиях окислительной среды приобретали преимущественно красноцветные и пестроцветные окраски. Глинисто-мергельные породы туерыкской свиты, достигающие значительной (200—250 м) мощности, формировались в озерах, занимавших крупные межгорные впадины в горах Южной Сибири и Прибайкалья. Поэтому в своем крайнем литотипическом выражении разрезы свит не похожи, однако при совпадении фациальных условий формирования осадков по периферии котловины (для Юго-Восточного Алтая) и в наиболее прогнутых участках впадин (для Прииртышья) характер осадков совпадает.

К. В. Никифорова (1960) сопоставляет павлодарскую свиту с низами «тяньшаньского комплекса», представленными зелеными глинами, мергелями, которые отлагались в межгорных озерных бассейнах Северного Тянь-Шаня. Их мощность достигает здесь 1000 м, что связано с интенсивной аккумуляцией в межгорных прогибах. По своим структурно-фациальным условиям накопления эти отложения занимают аналогичное положение с осадками туерыкской свиты.

Глава III

СТРАТИГРАФИЯ АНТРОПОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

При описании антропогенных отложений мы применяем стратиграфическую схему, предложенную В. И. Громовым, И. И. Красновым, К. В. Никифоровой, Е. В. Шанцером (1961) на VI конгрессе ИНКВА в Варшаве. Антропогенная система подразделяется на три отдела: эоплейстоценовый, плейстоценовый и голоценовый. В эоплейстоцен включается верхняя часть среднего плиоцена, верхний плиоцен и нижний плейстоцен существующей стратиграфической схемы. Эоплейстоцен подразделяется на три яруса: нижний (виллафранкский), средний (гюнцский) и верхний (миндельский); плейстоцен делится на два яруса — нижний (рисский) и верхний (вюрмский); голоцен на ярусы не делится.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Отложения, выделяемые нами в эоплейстоценовые, ранее относились к различным стратиграфическим горизонтам. А. В. Аксарин (1937) отнес «гастроподовый горизонт» предположительно к верхнему палеогену-миоцену, часть эоплейстоценовых отложений он выделил в «песчано-конгломератовый» горизонт (неоген) и «пролювиальный» горизонт (верхний плиоцен — нижний плейстоцен). Е. Н. Щукина в ранней работе (1953) предложила сходную стратиграфическую схему. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1957, 1958) составили схему стратиграфии плиоценовых и нижнечетвертичных отложений, где впервые была выделена кызылгирская свита (средний плиоцен — низы верхнего плиоцена) с фауной моллюсков левантинского типа и бекенская свита (верхний плиоцен — нижний плейстоцен) с двумя подсвитами. Граница между неогеном и плейстоценом проводится этими авторами в основании верхней подсвиты бекенской свиты.

В более поздней работе Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1961₂) несколько отошли от первоначальной схемы стратиграфического расчленения плиоцен — нижнечетвертичных отложений. Кызылгирскую свиту они по-прежнему оставляют в плиоцене, предполагая ее средне- и даже нижнеплейстоценовый возраст. В эоплейстоцене («неоплиоцене») выделяются бекенская (с двумя подсвитами) и терекская свиты. Валунно-галечные отложения рек Кубадру и Чагана, ранее справедливо сопоставленные этими авторами с верхней подсвитой бекенской свиты, теперь выделяются ими в самостоятельный нижнеплейстоценовый горизонт и рассматриваются генетически как ледниковые и водно-ледниковые образования.

В более поздней работе Е. Н. Щукина (1960) в эоплейстоцене выделяет два горизонта — доледниковый (семиаридный) и башкаусский (лед-

никовый). К первому относятся кызылгирская и бекенская свиты, а ко второму — наиболее древние ледниковые отложения по рекам Кубадру и Чаган.

Таким образом, в настоящее время еще нет единой стратиграфической схемы расчленения плиоцен — нижнечетвертичных отложений. Причина столь различных построений кроется, прежде всего, в сложной фациальной изменчивости эоплейстоценовых осадков, в отсутствии достаточно прослеживаемых литологических маркирующих горизонтов и неполном палеонтологическом обосновании разрезов. Поэтому часто случалось, что фациально различные толщи принимались исследователями за стратиграфически различные горизонты.

Эоплейстоценовые отложения Юго-Восточного Алтая имеют ряд объединяющих характерных черт, которые позволяют рассматривать их как единый литостратиграфический комплекс пород, единую серию осадков. По своей литологии, по условиям залегания и степени дислоцированности они резко отличаются от нижележащих отложений верхнего палеогена — неогена. Это преимущественно грубые отложения — конгломераты, конгло-брекчии, полимиктовые пески, галечники, реже алевриты, глины и известняки. Они выделяются своей значительной ожелезненностью, придающей породам буроватые и красновато-бурые тона, что резко отличает их как от неогеновых, преимущественно голубовато-серых пород, так и от более молодых антропогеновых ледниковых, преимущественно палево-серых образований. Эта ожелезненность, прослеживаемая на больших пространствах, и связанная с нею бурая окраска пород (не проявляющаяся, однако, в озерных фациях), представляются весьма характерными признаками, позволяющими выделять эоплейстоценовые отложения в поле.

Другой отличительной особенностью эоплейстоценовых отложений является их резкая фациальная изменчивость, четко определяемая тектонико-геоморфологическими условиями накопления осадков. Так, отложения пролювиального типа развиты в местах сопряжения положительных и отрицательных структур — горных хребтов и впадин; аллювиальные отложения приурочены преимущественно к речным долинам, расчленяющим древний эрозионно-денудационный рельеф, а озерные осадки распространены лишь в областях относительных прогибаний — в котловинах. Различные генетические типы отложений связаны между собой резкими фациальными изменениями — быстрыми переходами от грубых буроцветных пролювиальных конгломератов к алевритам и озерным известнякам; весьма характерны также значительные изменения мощностей осадков (от 250 до 10—15 м), происходящие на близких расстояниях.

Существенной особенностью эоплейстоценовых отложений является их слабая дислоцированность. Это отличает их от неогеновых отложений. В центральных частях впадин эоплейстоценовые отложения залегают горизонтально и лишь у бортов вблизи зон разломов они бывают разорваны и смяты в пологие складки. Эоплейстоценовые отложения в прибортовых частях Чуйской, Курайской и Джунгульской впадин залегают с резким разрывом и несогласием на палеогеновых и неогеновых осадках. В пределах самой Чуйской впадины по скважинам также устанавливается четкая литологическая смена неогеновых и эоплейстоценовых осадков. Такие соотношения свидетельствуют о резких тектонических движениях, приходящихся на границу неогена и антропогена, что, наряду с разной литологией осадков, изменениями фауны и флоры, ясно определяет нижнюю границу эоплейстоцена в пределах Алтая.

Нижний эоплейстоцен

В Чуйской котловине эоплейстоценовые отложения разделяются на три свиты. За двумя нижними сохраняются названия кызылгирской и бекенской свит, предложенные Г. Ф. Лунгерсгаузенom и О. А. Раковец (1958), а верхнюю, вслед за Е. Н. Щукиной (1953), мы называем башкаусской.

Кызылгирская свита (Q_1^1 kg)

Отложения этой свиты распространены широко в западной части Чуйской котловины в низовьях рек Чаган-Узун, Ак-Кая, Кызыл-Чин, Туерык (фиг. 17). Нижние части разреза свиты вскрываются на водоразделе между нижними участками рек Чаган-Узуна и Чуи. Один из таких разрезов наблюдался нами на левом берегу р. Чуи и в 3,5 км к СВ от высоты 1992,2 м. Здесь грубообломочные отложения кызылгирской свиты выполняют древние овраги, прорезающие палеозойские и неогеновые породы и представляют собой (сверху вниз):

Мощность,
м

- | | |
|--|-------|
| 1. Пески светло-желтые, буроватые, разнозернистые, неясно-горизонтально-слоистые, содержащие прослой плотных буровато-серых суглинков и отдельные линзы мелкого гравия. В песках и суглинках встречается обильная фауна крупных вивипар и унионид, иногда образующих плотные прослой ракушняка | 10—12 |
| 2. Пески светло-серые, известковистые, грубые, с прослоями неокатанного гравия, мелкой гальки и щебня. Слоистость пачки невыдержанная, линзовидно-горизонтальная | 2,5 |
| 3. Галечники и щебни, состоящие из сильно выветрелых слабо окатанных алевролитов и песчаников девона, содержащие прослой песков и гравия с массой раковин остракод и мелких ребристых вивипар | 8,5 |

Базальный горизонт грубых щебней и галечников (слой 3) кызылгирской свиты прослеживается в ряде разрезов левобережья р. Чуи. Он залегает на палеозое, а также несогласно перекрывает дислоцированные неогеновые отложения.

В описанном разрезе выделяются два горизонта, содержащие резко различную фауну пресноводных моллюсков. Нижний горизонт (слой 3) охарактеризован эндемичным комплексом восточноазиатского типа, верхний (слой 1) — комплексом моллюсков левантинского типа. Эти комплексы будут описаны ниже. Местами на левобережье р. Чуи в верхних частях разреза кызылгирской свиты наблюдаются маломощные прослой озерных известняков. Известняки грязно-серые, плотные, комковато-дырчатые, переполненные ядрами раковин крупных вивипар.

На склонах и плоских вершинах останцов палеозойских пород разрез отложений кызылгирской свиты бывает представлен одними бронирующими покровами строматолитовых известняков. Строматолиты образуют интереснейшие, в своем роде уникальные, образования, поражающие сохранностью и выразительностью своих форм. На самых краях останцовых возвышенностей располагаются крупные (до 1,0—1,5 м в диаметре) караваеподобные и куполовидные биогермы колоннальных водорослей, сохранившихся в прижизненном состоянии (фиг. 18, 19). Они как бы оконтуривают крутые склоны останцов, с удалением от которых, на ровной абразионной поверхности, размеры биогерм уменьшаются, а сами колонии образуют многослойные постройки из пористых желтовато-серых известняков с бугристой поверхностью и сросшихся куполовидных строматолитов. Такие бронирующие пласты многослойных строматолитов мощностью от 0,5 до 3,5 м покрывают останцовые возвышенности в

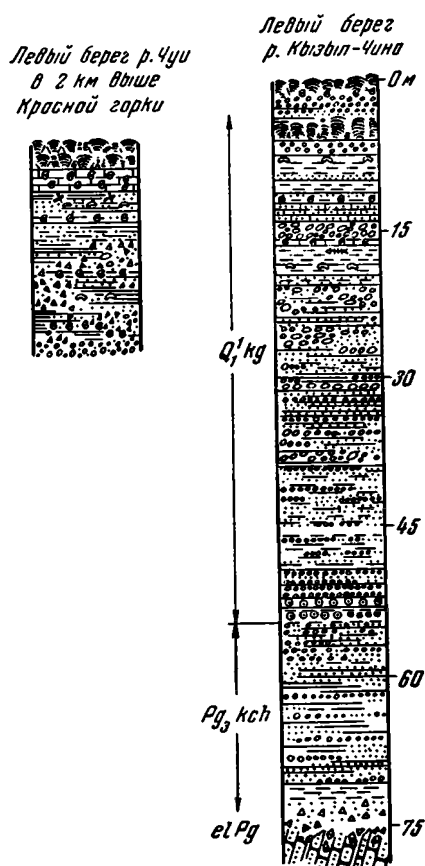
низовьях рек Чаган-Узун, Кызыл-Чин, Ак-Кая и Туерык. Иногда наблюдаются целые поля этих образований, залегающих горизонтально или слабо наклонно ($10-15^\circ$).

Два приведенных типа разреза кызылгирской свиты отражают различные условия накопления осадков того времени. Грубые терригенные отложения выносились в озеро по долинам рек и, слабо дифференцируясь, откладывались вблизи их устьев, образуя подводные дельты между останцами палеозойских пород. На вершинах последних, вблизи поверхности уровня озера, происходило формирование покровов строматолитовых известняков.

Очень интересны экологические условия образования строматолитов. Как указывает В. П. Маслов (1960), наиболее благоприятными местами для их образования являются прибрежные части бассейна с глубинами около 20 м и даже 5—10 м, сравнительная выровненность этой части подводной абразионной поверхности с отдельными выступами островов, малый привнос минерального материала и обилие органической жизни, обусловленное сравнительно теплой водой бассейна. Видимо, строматолитовые фации располагались не везде по краю эоплейстоценового Чуйского озера, а занимали преимущественно абразионные выступы (подводные «водоразделы») между устьями рек, поставляющих в озеро терригенный материал. В озерно-дельтовых фациях кызылгирской свиты, где большую роль играло движение воды, взмучивающей и переносимой минеральные частицы, образовались оолиты и целые оолитовые горизонты (долина р. Кызыл-Чин).

Очень интересным является также указание В. П. Маслова на довольно часто отмечаемую связь ордовикских строматолитов с красноцветными терригенно-прибрежными фациями осадков. Хотя сравнение пресноводно-озерных кайнозойских строматолитовых фаций с прибрежно-морскими фациями ордовика довольно условно, тем не менее можно предположить, что эти парагенетические связи, вызванные близкими условиями накопления осадков, довольно постоянны. Об этом же свидетельствует сходство самих алтайских кайнозойских строматолитов с палеозойскими формами, отмеченное В. П. Масловым ранее (Маслов и Щукина, 1950).

Изучение строматолитовых горизонтов и условий их образования важно еще и потому, что при восстановлении характера новейших тектонических движений они представляют собой прекрасно фиксированный определенный временем (нижний эоплейстоцен) горизонт, по деформациям которого можно судить о направлении и интенсивности последующих новейших движений.



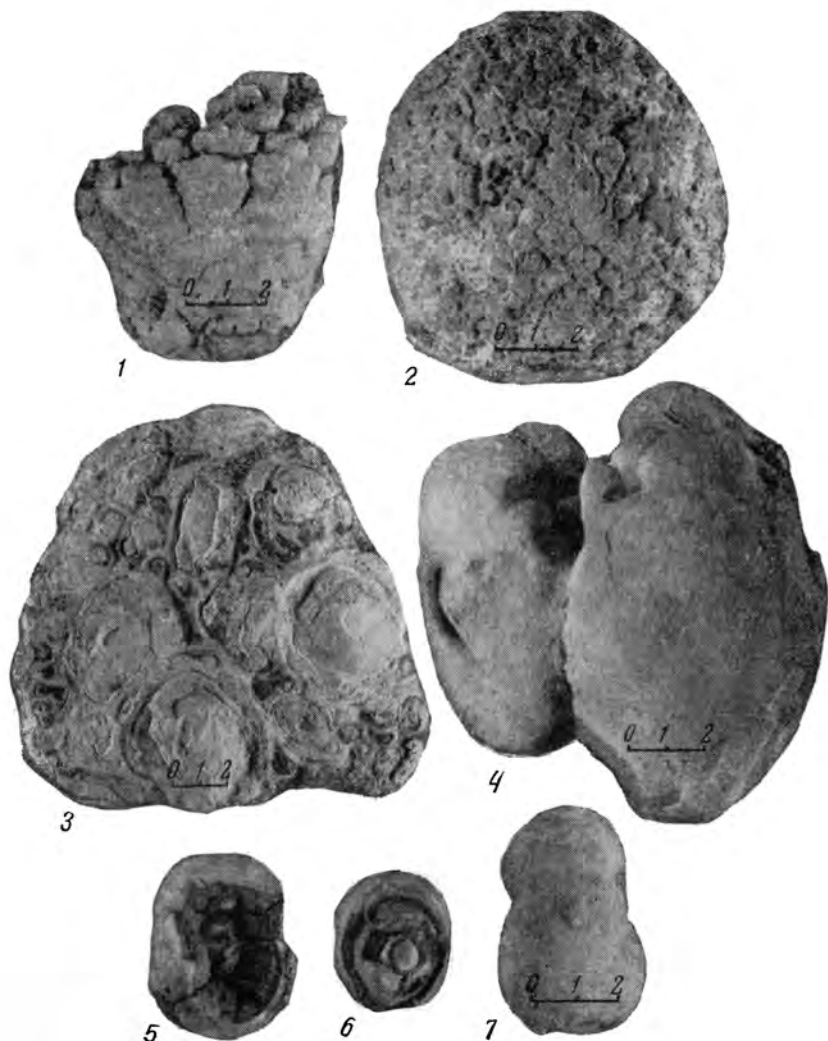
Фиг. 17. Разрезы кызылгирской свиты по западной части Чуйской котловины. Условные обозначения см. на фиг. 13



Фиг. 18. Отпрепарированные колонии строматолитов кызылгирской свиты на левобережье р. Чуи

Вблизи борта Курайского хребта на правобережье р. Чуи характер отложений кызылгирской свиты меняется, резко возрастает роль грубо-обломочных пород, отложения ожелезнены и приобретают ржаво-бурю окраску. Они представлены грубыми щебнистыми галечниками, включающими крупные (до 0,5 м) глыбы местных пород. Встречаются прослойки ярко-бурого разнотекстурного песка с гравием, переполненного раковинами устриц и крупных вивипар, иногда образующих линзы ракушняка. В верхних частях разреза появляются горизонты рыхлых известняков, а на останцовых массивах — покровные слои строматолитов. Генетически отложения представляют собой, видимо, краевые части пролювиального шлейфа, подтопленного озером, а в верхах — озерные осадки. Кроме моллюсков, в разрезе свиты на правобережье р. Чуи (Красная Горка) встречаются кости рыб, остракоды и семена болотного камыша *Seirpus radicans* L. Мощность отложений свиты меняется от 15—20 м в понижениях рельефа между останцами до 1,5—3 м на поверхностях останцовых массивов, где развиты одни строматолитовые покровы.

Наиболее полный разрез отложений кызылгирской свиты вскрывается в ряде обнажений, тянущихся вдоль левого борта долины р. Кызыл-Чин, в 3 км выше устья р. Ак-Кая (фиг. 20, 21). Здесь в одном обнаже-

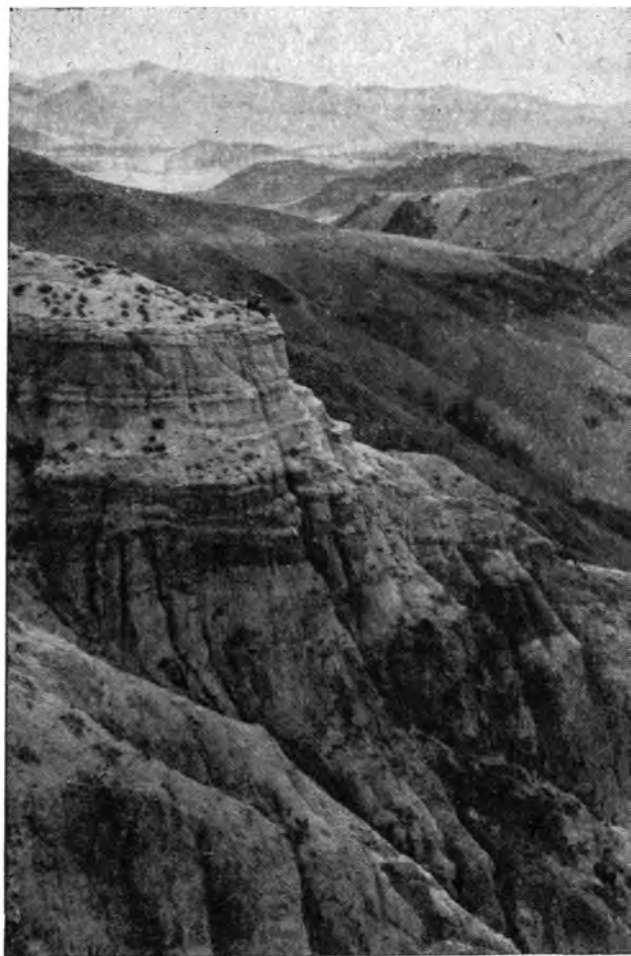


Фиг. 19. Различные формы строматолитов (1—4) и оолитов (5—7) из отложений кызылгирской свиты

нии представлены все три свиты эоплейстоцена. Отложения кызылгирской и бекенской свит образуют единый комплекс осадков сложного генезиса. Наблюдается переслаивание озерных, озерно-дельтовых и пролювиальных пачек. Граница между свитами литологически слабо выражена и определяется только палеонтологически. Верхнюю часть разреза занимает четко стратифицирующиеся аллювиальные галечники башкауской свиты.

Приведем описание разреза кызылгирской свиты по р. Кызыл-Чин, где под отложениями бекенской свиты залегают (сверху вниз):

Q_1^1 kg	Мощность, м
1. Алевриты серые, голубовато-серые, комковатые, неслоистые, переходящие ниже в светло-бурые слоистые песчанистые алевриты	2,7
2. Пески бурые и светло-бурые, переходящие в гравийники и мелкие галечники. Размеры обломков от 3,4 до 6,8 см, окатанность невысокая, ориентированы они субгоризонтально. Встречается редкая фауна моллюсков (лимней, мелкие вивипары) и кости рыб	15,0

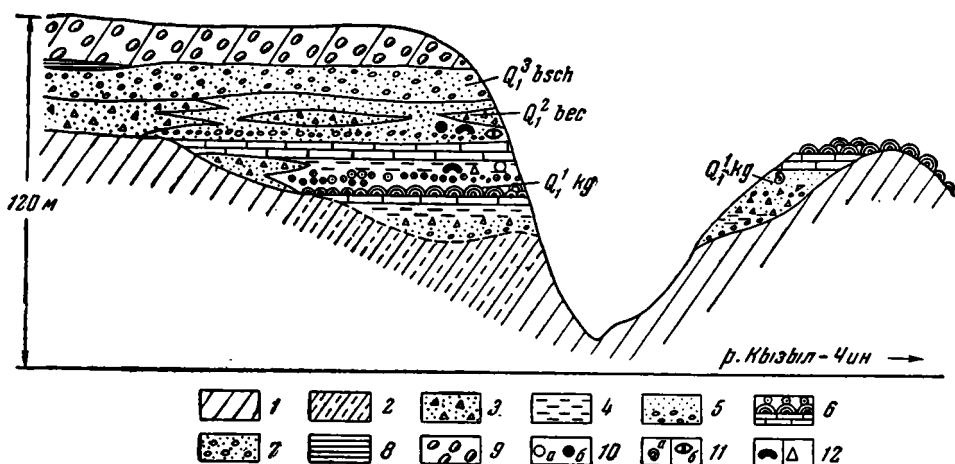


Фиг. 20. обнажение пород кызылгирской свиты по р. Кызыл-Чин

- | | |
|---|------|
| 3. Алевроиты пылеватые, мергелистые, с остракодами, местами песчаные, с прослоями и линзами гравийно-галечного материала. Слоистость невыдержанная, неясно-горизонтальная, местами косяя. | 8,0 |
| 4. Гравийники с редкими выветрелыми гальками, сцементированные грубым ожелезненным песком с лимонитовыми стяжениями неправильной формы. | 2,1 |
| 5. Пески бурые и коричневато-бурые, переполненные оолитами, которые образуют сплошную плотно скрепленную породу типа «оолитовых конгломератов». Сами оолиты округло-продолговатой и шаровидной формы, имеют скорлуповато-концентрическую структуру, заключают внутри мелкие обломки пород. Их размеры от 3 до 6 см. В песке содержится огромное количество остракод | 0,6 |
| 6. Известняки грязно-бурые, строматолитовые, содержащие остракоды, пористые, желтовато-серые, представляющие собой сросшиеся в один пласт колонии крупных караваеподобных строматолитов | 0,5 |
| 7. Ракушняки ярко-бурые, рыхлые, ожелезненные, состоящие из перемятых обломков раковин | 0,3 |
| 8. Конгломераты мелкие (до 0,1 м), темно-бурые, плотно сцементированные карбонатно-песчаным цементом. Окатанность материала невысокая, встречается много выветрелых галек. В толще наблюдается неясная линзовидно-выклинивающаяся горизонтальная слоистость, встречаются тонкие (до 0,1 м) прослои лимонитовых стяжений | 12,0 |

В 1,5 км ниже по долине р. Кызыл-Чин разрез кызылгирской свиты представлен озерными тонкообломочными осадками. В основании раз-

реза залегает базальный горизонт (до 1,5 м) мелких слабо окатанных галечников и валунов, состоящих из кислых эффузивов девона. Выше идет толща листоватых зеленовато-серых и белесых мергелистых глин (весьма напоминающих глины туерыкской свиты и, видимо, образованных за счет их размыва), плитчатых плотных известковистых алевроитов с мелкими растительными остатками и буроватых ожелезненных рыхлых песков с фауной моллюсков, иногда уплотненных песчаников, мелких галечников и плохо окатанных гравийников. Среди них отмечен один



Фиг. 21. Разрез кайнозойских отложений по р. Кызыл-Чин.

1 — палеозой; 2 — кора выветривания ($eIPg_1$). Отложения кызылгирской и бекенской свит ($Q_1 kg - Q_1^2 bec$): 3 — пролювиальные щебни; 4 — озерные алевролиты; 5 — аллювиальные пески и галечники; 6 — строматолитовые известняки. Отложения башкауской свиты ($Q_1^3 bsch$): 7 — аллювиальные галечники. Отложения плейстоценового ледникового комплекса (Q_2): 8 — ленточные глины; 9 — морена; 10 — млекопитающие: а — *Hipparion* sp., б — *Rhinoceros* sp.; 11 — моллюски; а — левантинский комплекс б — плиоцен-четвертичный комплекс; 12 — остракоды (а), пыльца (б)

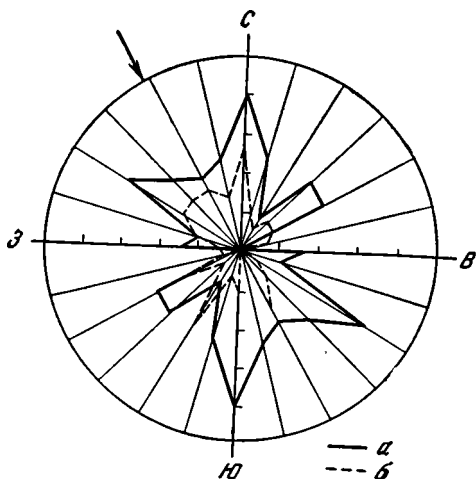
прослой (1,5 м) крупных караваеподобных строматолитов до 1,0 м в диаметре, залегающих на поверхности плотного ожелезненного галечника. Выше породы сменяются грубыми галечно-гравийными осадками, относящимися, по-видимому, уже к бекенской свите. Общая мощность отложений около 40 м.

Таким образом, в продольном профиле долины р. Кызыл-Чин по ряду разрезов кызылгирской свиты можно наблюдать фациальные изменения ее отложений: переход аллювиально-дельтовых и частично пролювиальных отложений в озерные.

Как видно из изучения петрографического состава обломочного материала разных фаций, по р. Кызыл-Чин намечаются два источника сноса материала в озерный бассейн: 1) в аллювиальных прослоях преобладают породы, принесенные из верховьев р. Кызыл-Чин, — мраморы, песчаники, метаморфические сланцы и средние эффузивы; 2) в пролювиальных — красноцветные алевролиты, песчаники, мраморы и кислые эффузивы с левого борта долины (фиг. 22).

Приведенные разрезы кызылгирской свиты позволяют наметить закономерности накопления разных фаций отложений и выделить их характерные черты. Вблизи тектонического борта Курайского хребта преобладают грубообломочные бурые ожелезненные галечно-гравийные пролювиальные отложения. В долинах рек западной части Чуйской впадины намечается замещение аллювиально-пролювиальных галечно-пес-

чанных отложений прибрежно-дельтовыми и озерными. Собственно озерные отложения представлены глинами, песками с прослоями известняков и линзами ракушечников. В озерных фациях ожелезненность не выражена столь резко, как она проявляется в прослоях аллювиальных и пролювиальных песков и гравийников, залегающих среди озерных осадков. Глины, алевроиты и известняки имеют светло-серую и зеленоватую окраску, не характерную, на первый взгляд, для отложений эоплейстоцена. Разновидностью озерных фаций являются покровы строматолитовых известняков, возникающие в приповерхностных частях озера на останцовых выступах палеозойских пород.



Фиг. 22. Роза ориентировки длинной оси (а) и азимута падения (б) галек в пролювиальных отложениях кызылгирской свиты по р. Кызыл-Чин. Стрелкой показано направление сноса

Мощность отложений свиты целиком определяется характером фациальных условий их накопления. Пролувиальные отложения вблизи гор достигают мощности 35—50 м, аллювиально-дельтовые до 10—15 м.

О характере отложений кызылгирской (возможно, и части бекенской) свиты в центральных частях Чуйской впадины можно

судить по скважинам, расположенным у ее южного борта. В них выше голубовато-серых известковистых алевролитов и глин неогена вскрывается существенно песчано-алевритовая и глинистая с прослоями гравия толща светло-бурых ожелезненных пород мощностью от 10—15 до 40—50 м. Перекрываются эти отложения грубыми гравийно-галечными сероцветными отложениями плейстоцена. Как типичный приводим разрез скв. 103 (сверху вниз):

	Глубина, м
Q ₁ ¹ kg — Q ₂ ¹ вес 1. Алевроиты палево-серые, плотные, горизонтальнослоистые, с редким мелким гравием	50,0—59,0
2. Песчаники светло-бурые, тонко- и среднезернистые, плотные	59,0—61,0
3. Алевроиты светло-бурые, с прослоями песков с гравием, хорошо окатанным, сильно выветрелым. Отдельные мелкие линзы плотных белесовато-палевых глин с обломками мелких раковин моллюсков и остракодами	61,0—80,6
4. Пески грубозернистые, ярко-бурые, горизонтальнослоистые	80,6—82,0
5. Глины светло-бурые, плотные, плитчатые, с раковинами остракод	82,0—82,5
6. Песчаники ярко-бурые, грубозернистые, горизонтальнослоистые, рыхлые	82,5—88,0
7. Алевроиты и глины светло-бурые и серые с включениями редких прослоев гравия и песка	88,0—96,0
8. Пески ярко-бурые, тонкозернистые, содержащие прослой глины; ниже по четкой границе они сменяются светло-голубоватыми карбонатными глинами туерьской свиты	96,0—100,0

Описанные отложения имеют озерный генезис. С приближением к краю котловины в их составе увеличивается количество грубого материала — прослоев гравия и мелкого галечника. У выхода речных долин

в котловину из гор в составе отложений преобладают аллювиальные галечники. Расчленить по керну эту толщу эоплейстоценовых отложений без палеонтологического обоснования не представляется возможным. Можно предположить, что в пределах котловины, под покровом плейстоценовых отложений междуречья долин слагаются осадками кызылгирской и бекенской свит, а сами погребенные долины выполняются галечниками башкаусской свиты.

Как справедливо указывают Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1958), соотношение кызылгирской свиты с вышележащими осадками бекенской свиты устанавливается с трудом. В единственном разрезе по р. Кызыл-Чин они представлены одинаковыми фациями, образуя единый литологический комплекс осадков. Лишь различие в фауне моллюсков позволяет условно проводить границу между свитами. Хуже дело обстоит в горах, окружающих Чуйскую котловину, и в котловинах, где пролювиальные осадки не охарактеризованы палеонтологически. Остается допустить, что осадки свиты в какой-то мере участвуют в строении этих пролювиальных комплексов, занимая в них самое низкое положение. Нам представляется, что их роль очень невелика, а основные районы осадконакопления кызылгирской свиты отвечают прогнутым частям котловины — областям развития озерных и прибрежно-дельтовых фаций.

Перейдем к рассмотрению палеонтологических материалов из отложений кызылгирской свиты. Особенно богаты отложения свиты фауной пресноводных моллюсков. Лунгерсгаузен и Раковец (1958) считают, что в вертикальном разрезе свиты можно выделить ряд палеонтологических зон, «в общем соответствующих левантинским слоям Западной Европы, то есть среднему — основанию верхнего плиоцена. В нижних горизонтах распространены гладкие вивипары, близкие к *Viviparus fuchsii* и *Viviparus balatonicus*. Выше лежат слои со скульптурированными *Pyrgula*, *Lithoglyphus*, *Planorbis*. Еще более высокое положение занимает горизонт с гладкими *Viviparus* и *Unio*. С верхней частью этого горизонта связаны упомянутые выше водорослевые известняки. В массе их, особенно в основании биогермов, среди грубого щебня палеозойских пород заключены целые банки крупных вивипар из группы *Viviparus contecta*, близко напоминающие характерную среднеплиоценовую форму из фаленов Кымышбуруна *Viviparus casaretto* Rouss. Здесь же в изобилии попадаются раковины лимней, примыкающих к типу *Lymnaea (Radix) ovata*, *L. auricularia*, *L. bessonae*, *L. apsheronica*, *L. obtusissima*» (стр. 85—86).

Я. И. Старобогатов, Г. Г. Мартинсон и А. Л. Чепалыга, изучавшие малакофауну кызылгирской свиты по нашим сборам, считают, что в разрезе свиты можно выделить два палеонтологически различных горизонта. Наиболее нижний (основание разреза на левом берегу р. Чуи) из них содержит эндемичный комплекс, насчитывающий около 25—27 гастропод и 6 видов двустворчатых. Характерной особенностью фауны гастропод является то, что они образуют серии чрезвычайно близких друг к другу видов. Как правило, большинство членов такой серии резко отличается от всех известных в ископаемом состоянии представителей этих групп, и лишь немногие проявляют сходство с внеалтайскими видами, что позволяет судить об их систематическом и стратиграфическом положении. Из нескольких видов вивипарид два являются сходными с представителями широко распространенного на востоке Азии (по меньшей мере с плиоцена) рода *Sinotaia*. Я. И. Старобогатовым (Девяткин, Старобогатов, 1961) были описаны следующие новые виды: *Sinotaia (Sinotaia) sibirica* sp. nov., *S. (Sinotaia) altaica* sp. nov., *S. (Sibirataia) tschuica* sp. nov., *S. (Sibirataia) lungerschauseni* sp. nov., *S. (Sibirataia) conus* sp. nov.

Наиболее интересны *Pyrgula*-подобные формы, отнесенные Я. И. Старобогатовым к новым видам байкалий; среди них выделяются *Baicalia*

subangulata sp. nov., *B. altaica* sp. nov., *B. medicincta* sp. nov., *B. martinsoni* sp. nov. Нахождение фауны байкалий вне Байкала является очень интересным фактом и вполне согласуется с мнением Г. Г. Мартинсона (1961) о широком распространении указанного рода в неогене. Байкалии были описаны Г. Г. Мартинсоном (1955) из нижнемиоценовых отложений Синьцзяна, а позже Г. Г. Мартинсоном и С. М. Поповой (1959) — из чаграйской свиты верхнего олигоцена Западной Сибири.

Другие роды представлены в отложениях самих низов кызылгирской свиты либо единичными экземплярами (*Armiger*), либо хорошо обособленными формами, которые лучше рассматривать как подвиды широко распространенных видов (*Valvata Lymnaea*). Ниже приводим их полный список: *Armiger* sp., *Valvata piscinalis* Müll., *Lymnaea* cf. *gracilentia* (Martins.), *L. auricularia* L., *L. subangchia* sp. nov., *Anisus* (*Gyraulus*) *acronicus* Fer., *A. (Gyraulus) macroconcha* sp. nov., *Anisus* (*Pseudocarinogyraulus*) *lentiformis* sp. nov., *Pisidium vinctianum* Wood., *P. sp.* (ex gr. *vincentianum*), *P. cf. cinereum* Ald., *P. aff. hibernicum* West., *P. aff. supinum* A. Schmidt, *P. aff. pusillum* (Jenyns), *P. tschuicum* sp. nov.

Таким образом, можно сделать заключение, что комплекс фауны моллюсков из нижнего горизонта кызылгирской свиты по своему зоогеографическому составу был смешанным, включающим как китайские (*Sinataia*), так и европейские элементы (*Valvata piscinalis*), и в целом отличался резким эндемизмом видов.

Выше по разрезу свиты комплекс фауны моллюсков меняется. Почти полностью выпадают байкалии, резко сокращается количество видов синатаий, появляются широко распространенные формы моллюсков. Этот как бы переходный комплекс собран из разрезов в районе горы Красной и по левому берегу р. Кызыл-Чин. Он состоит из *Baicalia* sp. nov. (2 вида), *Sinataia sibirica* sp. nov., *Cipangopaludina* sp. nov. (2 вида), *Lymnaea subangchia* sp. nov., *L. auricularia* L., *Anisus* (*Gyraulus*) *macroconcha* sp. nov., *A. (Pseudocarinogyraulus)* sp. (3 вида), *Armiger crista*, *Viviparus* aff. *tenuisculptus orlovi* Lindh., *Tulotoma* sp., *Planorbis* aff. *tangitarenensis* Germ.

Описанный комплекс, по мнению Я. И. Старобогатова, может являться также «экологическим» вариантом нижнего комплекса, с которым он связан постепенными переходами.

Следующий — верхний — малакофаунистический горизонт, отвечающий средней и верхней частям разреза свиты, полностью лишен эндемичных видов. Непосредственная смена нижнего горизонта верхним наблюдается в описанном выше разрезе на левобережье р. Чуи. Верхний горизонт наблюдался нами в разрезах у горы Красной и на правобережье р. Чаган-Узун. В нем преобладают крупные толстостенные униониды и вивипары. Среди последних Л. И. Старобогатовым были определены раковины *Viviparus* cf. *tenuisculptus orlovi* Lindh., похожие на описанные В. А. Линдгольмом (1932₂) из среднеплиоценовых отложений Прииртышья.

Коллекция собранных нами унионид определена Г. Г. Мартинсоном и А. Л. Чепалыгой, давшими близкие списки видов. Из средней и верхней частей свиты района горы Красной и левобережья р. Чуи Г. Г. Мартинсон указывает *Unio acutus* Cob., *Unio sturdzae* Cob., *Unio mugodjaricus* Bogatsch., *Psilunio recurvus* Sabba.

Указанный комплекс унионид отвечает верхам среднего — верхнему плиоцену Восточной Европы. Почти все вышеперечисленные *Psilunio* типичны для левантинских слоев, *Psilunio stoliczkaei* приводится В. В. Богачевым (1961) из левантинского горизонта Молдавии (района Слободзея — Маре) *Unio sturdzae*, *Unio mugodjaricus* (весьма близок балканским *U. (Limnium) rumanus* Tourm.) из куляницкого горизонта (слой «а») Домашкинских вершин. Причем последний вид известен также из

местонахождения Чит-Иргиз (Тургай), где возраст вмещающих пород считается эоплейстоценовым (Никифорова, 1961).

Кроме названных видов, А. Л. Чепалыгой из этих же частей разреза кызылгирской свиты были определены: *Unio rumanus* Tourn., *U. protractus* Lindh., *U. protractus subpictorum* Lindh., *Unio* cf. *atavus* Partsch., *Unio* cf. *sinzovi* Bogatsch. Большинство видов унионид описано Венцом (Wenz, 1942) из нижнего горизонта левантинских отложений Румынии и Молдавии (*Unio* cf. *atavus*, *U. cf. sinzovi*, *U. cf. craiovensis*, *U. stolizckai*) и В. В. Богачевым (1961) из акчагыла Домашкинских вершин (*U. rumanus*). Последний вид характерен также для нижнеплиоценовых (дакийских) отложений Румынии. Таким образом, указанный комплекс, по мнению определявших его палеонтологов, свидетельствует о средне-верхнеплиоценовом возрасте вмещающих отложений.

Как показывают проводимые в последние годы исследования, на юге Европейской части Союза отложения левантина (нижнего пората), содержащие описанный комплекс моллюсков, сопоставляются с отложениями, содержащими фауну млекопитающих руссильонского типа: *Anancus arvernensis* Cr. et Job., *Mastodon borsoni* Hays., *Cervus rumanus* Cr. et Job., *Equus stenonis* Cocchi. и др. Нижнепоратские отложения относятся К. В. Никифоровой и Л. И. Алексеевой (1959) к самым низам эоплейстоценового отдела антропогена.

Анализируя характер пресноводной малакофауны кызылгирской свиты, следует отметить своеобразие ее зоогеографического состава и его изменения в вертикальном направлении. Нижний горизонт свиты содержит комплекс моллюсков восточноазиатского происхождения. Эта фауна отличается резким эндемизмом форм вследствие того, что ряд видов, стремясь приспособиться к новым условиям, дает многочисленные подвиды и вариететы. Этот процесс интенсивного видообразования в основании эоплейстоцена отражает достаточно резкое изменение физико-географических условий обитания фауны, запечатленное со всей выразительностью в резкой смене процессов осадконакопления, смене литолого-фациальных комплексов пород на границе неогена и эоплейстоцена.

Верхний фаунистический горизонт кызылгирской свиты содержит принципиально отличный комплекс пресноводных моллюсков, сходный с левантинским комплексом Юго-Восточной Европы. Видимо, из него происходит фауна вивипарид, описанная ранее Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1958).

Как указывают В. В. Богачев (1961) и В. А. Линдгольм (1932₁), плиоценовая малакофауна Западной Сибири также содержит ряд видов, морфологически сходных с левантинскими видами, описанными ранее в сводках С. Брусины, С. Стефанеску и А. П. Павлова для Юго-Восточной Европы. Естественно, что В. В. Богачев и В. А. Линдгольм на первых этапах изучения пресноводной фауны Сибири были вынуждены опираться на существовавшие в то время биостратиграфические схемы. Видимо, именно этот факт способствовал в дальнейшем появлению идеи о возможности миграции европейских малакофаун на восток, осторожно высказанной упомянутыми авторами. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1958, 1961) в своих работах проводят эту точку зрения более категорично, предполагая, что в среднем — верхнем плиоцене создавались условия, «не препятствовавшие свободному расселению характерных комплексов пресноводных моллюсков типа ископаемых палюдиновых фаун Славонии и островов Кос и Магары на громадных пространствах Евразии, от берегов Средиземного моря на западе, через Румынию, Бессарабию, северное побережье Черного и Каспийского морей, степи Заволжья, Башкирию, Приуралье — до межгорных впадин Алтая и Тувы на востоке» (1958, стр. 90—91).

Эта идея о миграции малакофаун требует для своего обоснования более полных палеонтологических доказательств, которых, однако, еще нет. При решении этих вопросов необходимо также учитывать наблюдаемые в природе интереснейшие явления конвергенции. Известно, что Неймайер (Neumajr, 1883) указывал на сходное развитие «левантинских» скульптурных особенностей у современных палудин в озерах юго-восточного Китая.

Кроме пресноводных моллюсков, почти во всех разрезах кызылгирской свиты содержится обильная фауна остракод. Г. Ф. Шнейдер, по сборам О. М. Раковец из нижних горизонтов, определила: *Candoniella* sp., *Candona* ex gr. *candido* Müll., *Advenocypris* sp., *Ilyocypris gibba* Hamdorch.

Н. Н. Найдина, определившая наши коллекции из низов свиты, считает, что комплекс остракод весьма эндемичный и лишь некоторые из них имеют морфологическое сходство с известными видами, описанными из верхнего плиоцена Понто-Каспийский области. Такowymi являются: *Candona* ex gr. *pseudocandida* Liv., *C.* ex gr. *combibo* Liv., *Candoniella albicans* (Brady), *Advenocypris* ex gr. *kärovdagensis* Klein. Более высокие горизонты свиты содержат: *Turkmenella lucida* Schneid., *Ilyocypris brady* Sars., *I. gibba* Ramdorch., *I. moratus* Bodina, *I.* ex gr. *tuberculata* (Brady), *Citherissa altaensis* Schneid., *Candona* ex gr. *esikii* (Dabay), *C.* ex gr. *neglecta* Sars., *C. grostriformis* Schneid., *C. compressoformis* Mand., *Herpetocyrella tuberculata* Schneid. sp. nov., *Advenocypris flabilis* Schneid.

По заключению Г. Ф. Шнейдер, роды *Turkmenella*, *Herpetocyrella*, *Cytherissa* являются плиоценовыми.

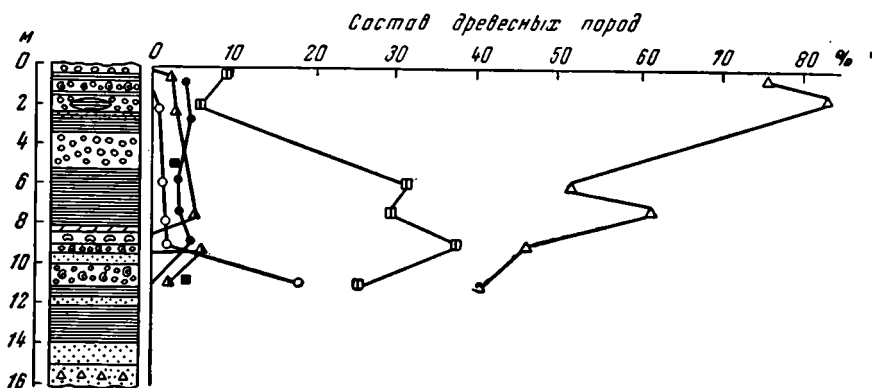
Из отложений кызылгирской свиты (скв. 103, глубина 55—90 м) по нашим сборам Г. Ф. Шнейдер был определен плиоценовый комплекс остракод, включающий: *Ilyocypris brady* Sars., *I. gibba* Ramdorch., *I.* ex gr. *managensis* Mand., *Hemicyprinotus* ex gr. *elongatus* Schneid., *Limnocythere* ex gr. *seducta* Mand., *Candoniella albicans* Br. Как указывает А. В. Сузин (1956), вид *Candoniella albicans* встречается от сармата до апшерона, но имеет преимущественное развитие в ачкагыле. Он был найден К. В. Курдюковым (1962) также в основании эоплейстоценовых отложений Кочкорской впадины Северного Тянь-Шаня. Кроме того, вид *Hemicyprinotus* ex gr. *elongatus* Schneid. известен из плиоцена Синьцзяна и Притяньшанской депрессии (М. И. Мандельштам, Г. Ф. Шнейдер и др.). Описанные виды остракод характерны для пресных мелководных озерных бассейнов и медленно текущих рек, они способны переживать длительное пересыхание.

В отложениях кызылгирской свиты по р. Кызыл-Чин О. А. Раковец были собраны харовые водоросли: *Chara meriani* var. *delicata* Masl., *Chara meriani* var. *acutalis* Masl. (определение Л. К. Красавиной), а нами — *Charites molassica* var. *kirgisensis* sp. nov. (определение В. П. Маслова). В. П. Маслов указывает, что эти виды харовых водорослей характерны для неогена северной Киргизии, а последний наиболее часто встречается в верхнеплиоценовых отложениях Нарынской впадины.

Почти во всех обнажениях и в некоторых скважинах из отложений этой свиты Е. К. Сычевской и нами (1962) были собраны обломки костей, зубы, позвонки и чешуя рыб: *Leuciscus idus* (L.), *L.* sp., *Abramis brama* (L.), *A.* sp., *Luciperca* sp. Ихтиофауна кызылгирской свиты имеет значительно обедненный состав по сравнению с таковым из туерькской свиты.

Коллекция строматолитов из отложений кызылгирской свиты пока не обработана. По сборам Е. Н. Шукиной один вид строматолитов был определен В. П. Масловым (1960) как *Collenia flabelliformis granulosa* Masl.

Одной из интересных палеонтологических находок в кызылгирской свите следует считать обнаружение фрагмента верхнего зуба *Hipparion* sp. с сохранившимся протоконом. Он был найден в самых верхних слоях отложений свиты на левом берегу р. Чуи, совместно с моллюсками левантинского типа. Отличительной чертой этого зуба, по заключению Э. А. Вангенгейм, является форма протокона: он очень длинный и узкий (индекс формы протокона 46,6). Такая форма, по Пей Вен-джунгу (Pei Wen-chung, 1939), характерна для поздних гиппарионов Северного



Фиг. 23. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений кызылгирской свиты в Чуйской котловине (материал О. А. Раковец, анализ В. Н. Тихомиров).
Условные обозначения см. на фиг. 6

Китая (нижнесанменская фауна); таким образом, этот зуб может принадлежать *Proboscidihipparion* sp. или *Hipparion houfeninse* Teilh. Необходимо отметить, что поздние специализированные виды гиппарионов, как известно по работам В. И. Громова (1948) и К. В. Никифоровой и А. И. Алексеевой (1959), свойственны ранним антропогенным фаунистическим комплексам Европейской части Союза — руссильонскому и хапровскому. В Сибири эти поздние виды гиппарионов, по Э. А. Вангенгейм (1960), отмечаются также в самых низах эоплейстоцена. В верхах разреза свиты по р. Кызыл-Чин был найден сильно минерализованный обломок лопатки *Hipparion* sp.

Палинологические исследования отложений кызылгирской свиты, проведенные А. Н. Сладковым и В. Н. Тихомировым (по материалам О. А. Раковец) и О. В. Матвеевой (по нашим сборам), показали невысокое содержание и плохую сохранность пыльцы, что не позволило составить полные спорово-пыльцевые диаграммы. В самых низах разреза свиты встречена пыльца: *Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Tsuga diversifolia*, *Betula*, *Alnus*, меньше *Podocarpus*, *Cedrus*, *Tilia*, *Ostria*, *Rhus*, *Corylus*, *Carya*, *Taxodium*¹. В более верхних горизонтах свиты отмечается полное исчезновение широколиственных элементов и резкое преобладание хвойной растительности: *Picea* от 60 до 80%, *Tsuga* от 10 до 35%, *Pinus* — 10%, *Abies* — 6%, *Betula* от 5 до 18%, *Carpinus* — 3,3%. Весьма показательным является появление пыльцы *Larix* (5%), впервые отмеченное для кызылгирской свиты (фиг. 23). Таким образом, растительность кызылгирской свиты довольно резко отличается от растительности кошагачской и туерьской свит и приближается к таковой антропогенного времени.

¹ Не исключено, что часть пыльцы широколиственных переотложена, так как осадки свиты залегают на более древних неогеновых породах.

Сходные спорово-пыльцевые спектры были получены из эоплейстоценовых отложений Тункинской впадины (Равский и Голубева, 1960). В них отмечается значительное (до 40—60%) содержание пыльцы *Pinus*, наличие пыльцы *Tsuga* (до 5%), появление пыльцы *Larix* (до 8—10%) и присутствие единичной пыльцы широколиственных (*Ulmus*, *Tilia*, *Corylus*).

*О возрасте кызылгирской свиты
и о нижней границе антропогена*

Решение вопроса о возрасте кызылгирской свиты тесно связано с одним из важнейших вопросов четвертичной геологии — обоснованием нижней возрастной границы антропогеновой системы. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1958, 1961) относят кызылгирскую свиту к неогену (средний плиоцен), проводя границу между системами по ее кровле, что, на наш взгляд, противоречит фактам, приводимым самими авторами. Как указывают Лунгерсгаузен и Раковец, отложения свиты с резким угловым несогласием залегают на палеозойских и на более древних неогеновых осадках, и лишь в пределах котловины допускается постепенный переход между породами туерькской и кызылгирской свит. Авторы также постоянно подчеркивают литологическую и стратиграфическую связь кызылгирской свиты с более верхними, заведомо верхнеплиоценовыми осадками низов пролювиального комплекса. Палеонтологически свита охарактеризована фауной пресноводных моллюсков, «в общем соответствующих левантинским слоям Западной Европы, т. е. среднему — основанию верхнего плиоцена» (Лунгерсгаузен и Раковец, 1958, стр. 85). Приводимые виды моллюсков действительно характеризуют левантинские (нижнепоратские) осадки Приднестровья и Молдавии. В то же время Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1961) указывают на распространение указанных видов и в куяльницких и синхронных им отложениях Северо-Западного Причерноморья, и в более молодых апшеронских отложениях востока Русской платформы. Таким образом, из приведенного самими авторами анализа стратиграфического распространения моллюсков видно, что они занимают широкий интервал времени — от среднего плиоцена до верхнего плиоцена включительно.

Фауна унионид, определенная из отложений кызылгирской свиты, позволяет сравнивать их с нижними горизонтами левантина (нижнего пората) Молдавии. Как показано выше, последние содержат фауну млекопитающих руссильонского типа. Все это позволяет нам относить кызылгирскую свиту к основанию эоплейстоцена схемы В. И. Громова, К. И. Краснова, К. В. Никифоровой и Е. В. Шанцера (1961). К этим же выводам пришла ранее и Е. Н. Шукина (1960), датируя кызылгирскую свиту также эоплейстоценом.

Резкое фацально-литологическое отличие отложений кызылгирской свиты от более древних неогеновых осадков, их значительная грубость, спокойное залегание на размытой поверхности дислоцированного палеозоя и неогена позволяет достаточно четко отделять отложения свиты от неогеновых осадков. Тесная литологическая связь и фацальная близость с вышележащими верхнеплиоцен — нижнечетвертичными отложениями не дают возможности отделять указанную свиту от них и заставляют решительно высказаться в пользу отнесения кызылгирской свиты к единому эоплейстоценовому комплексу.

Таким образом, границу между неогеном и антропогеном на Юго-Восточном Алтае следует проводить по подошве кызылгирской свиты, что имеет четкое палеонтологическое, литологическое и тектоническое обоснование.

Средний эоплейстоцен

Бекенская свита (Q_1^2 вес)

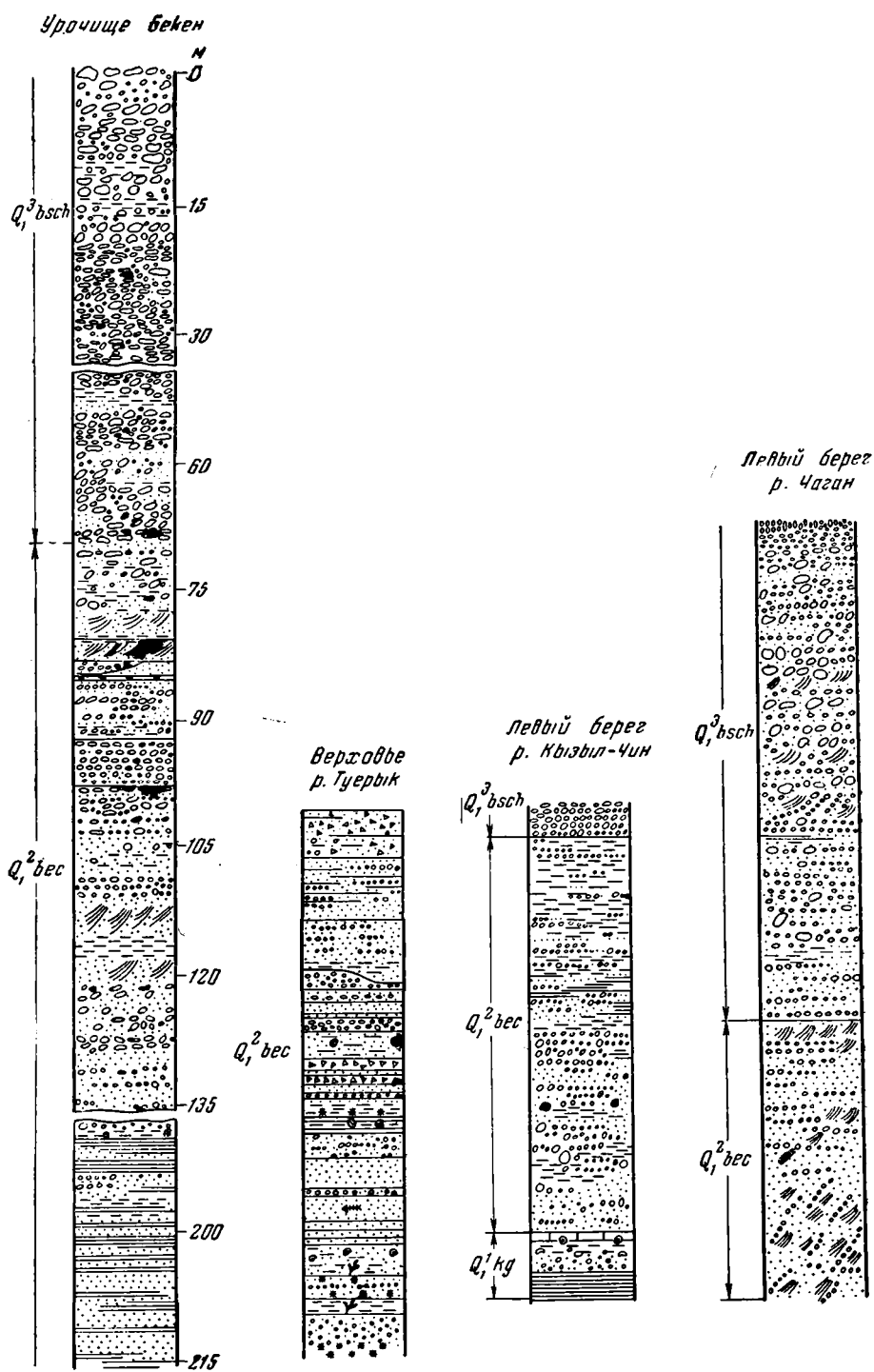
Настоящее название свиты было предложено Г. Ф. Лунгерсгаузену и О. А. Раковец (1957, 1958), которые в бекенскую свиту выделили мощный пролювиальный комплекс пород, развитый в Чуйской котловине вдоль южного подножия Курайского хребта. В наиболее полных разрезах наблюдается его подразделение на две литологически отличающиеся толщи: нижнюю, мелкообломочную, преимущественно песчано-гравийно-галечную (нижняя подсвита) и верхнюю — грубообломочную, конгломератовую (верхняя подсвита).

Нам представляется целесообразным сохранить название бекенской свиты лишь за нижней подсвитой, так как в западной части котловины она достаточно четко литологически и палеонтологически обособляется от верхней. Стратиграфическое положение последней под отложениями плейстоцена позволяет сравнивать ее с башкауским горизонтом Е. Н. Шукиной (1953) и сохранить за ней наименование башкаусской свиты.

Отложения бекенской свиты широко распространены вдоль всего южного подножия Курайского хребта от долины р. Кызыл-Шин до р. Туе-рык, обнажаясь в основании пролювиальных шлейфов в верховьях долин рек Табошак, Джаган-Терек, Бекен, Туе-рык (фиг. 24). Генетически они представлены закономерно сменяющимися от склонов гор в сторону котловины фациями пролювиальных, пролювиально-аллювиальных и пролювиально-озерных осадков. Характер отложений достаточно грубый — это преимущественно мелкие галечники, гравийники, перемежающиеся с грубыми песками и алевритами. Для всей толщи осадков характерно ожелезнение пород, придающее им бурую и буровато-серую окраску. Распределение ее неравномерно и связано, как и в кызылгирской свите, с фациально-генетическими особенностями горизонтов. Местами наблюдается значительная загипсованность пород. Для северной при- бортовой части котловины характерны большие (до 100—120 м) мощности отложений. Один из наиболее полных разрезов свиты вскрывается в верховьях левых истоков р. Бекен на перевале в долину р. Джаган-Те- рек (сверху вниз):

Мощность, м

- | | |
|--|-----------------------------------|
| <p>Q_1^2 вес 1. Конгломераты светло-бурые, состоящие из среднеокатанных галек, плотно сгруппированных и ориентированных длинными осями и плоской стороной согласно напластованию. Состав обломочного материала местный: темно-серые и черные алевриты, глинистые сланцы, песчаники девона — 82%; мраморизованные известняки кембрия — 8%; диориты, габбро-диориты — 5%; граниты и жильный кварц — 5%. Размеры галек в среднем 7—10 см, максимум — 15—20 см. Местами обломочный материал очень плотно сгруппирован, образуя отдельные слои, чаще распределен равномерно и погружен в песчано-алевритовую бурую плотно сцементированную массу. В нижней части намечается слоистость толщи, подчеркиваемая маломощными линзами и прослоями грубых песков, алевритов и гравия, внутри которых видна неясная косая и наклонная слоистость. В толще конгломератов часты внутрiformационные размыты, поверхности которых несогласны с плоскостями напластования</p> <p>2. Пачка светло-желтых рыхлых алевритистых песчаников с тонкой горизонтальной и наклонной слоистостью. Внутри слоев отмечается чередование песков, алевритов и глин. Нередко верхняя поверхность напластования последних размыта и срезается песчаными слоями, в подошве которых видны корочки усыхания и мелкие обломки плотных глин</p> <p>3. Алевриты и пески светло-бурые и желтовато-бурые, горизонтально- и наклоннослоистые, содержащие линзы и прослои хорошо окатанных мелкогалечных конгломератов и гравелитов (0,5—1,2 м). Слоистость очень непостоянная, линзовидно-выклинивающаяся</p> | <p>70,0</p> <p>6,0</p> <p>3,6</p> |
|--|-----------------------------------|



Фиг. 24. Разрезы бекенской свиты ($Q_1^2 \text{ bec}$) по северо-западному борту Чуйской котловины.
Условные обозначения см. на фиг. 13

4. Глины алевроитистые, светло-желтые, плотные, горизонтальнослоистые, с тонкими (до 0,1 м) прослоями и линзами серых грубозернистых песков	3,0
5. Конгломераты светло-бурые, мелкогалечные (от 3 до 5 см в диаметре), хорошо окатанные, по-видимому, алювиальные. Состав материала иной, чем в слое 1: граниты серые, среднекристаллические — 43%; черные и серые песчаники и алевроиты девона — 29%; диориты и габбро-диориты — 13%; мраморизованные известняки кембрия — 15%. Горизонтальная слоистость подчеркивается тонкими прослоями песков и алевроитов	8,5
6. Алевроиты и алевроитистые пылеватые глины желтовато-серого и палево-серого цвета. Неясно выраженная горизонтальная слоистость подчеркивается редкими прослойками мелкого и грубозернистого песка. Все породы слабо карбонатные	3,5
7. Конгломераты мелкогалечные, с четкой горизонтальной слоистостью, содержащие прослой (0,1—0,2 м) желтого грубозернистого песка	4,1
8. Пески коричневато-бурые, грубо- и разномзернистые, плотные, равномерно ожелезненные. Встречаются мелкие (до 5 см) конкреционные стяжения лимонитизированного песчаника округлой формы	22,0
9. Пачка чередующихся прослоев и линз (до 3 м) мелкогалечных хорошо окатанных конгломератов, светло-бурых и желто-бурых песчаников, алевролитов, редко глин (до 2,0 м). Слоистость всей пачки горизонтальная, в отдельных прослоях косая	22,0
Ниже следует необнаженный склон протяженностью 10 м	
10. Алевроиты желтовато-серые, известковистые, плотные, с раковинным изломом, с неясной горизонтальной слоистостью, озерные	2,5
11. Пачка пород, состоящая преимущественно из серых и буровато-серых алевроитов, песков и глин (до 1,5 м) с редкими, маломощными прослоями бурых конгломератов	40,0
12. Пески светло-бурые, содержащие прослой алевроитов и плотных неслоистых белесовато-сизых глин	12,5

Ниже склон задернован, у его основания в 50 м ниже обнажений бекенской свиты видны дислоцированные породы туерыкской свиты. Непосредственный контакт между ними не вскрыт.

В целом осадки бекенской свиты указывают на постепенное укрупнение материала снизу вверх по разрезу в связи с изменением фациальных условий осадкообразования — от глинисто-алевровитовых, озерно-алювиальных к грубоконгломератовым, типично пролювиальным толщам.

Из нижней части отложений свиты по р. Бекен Г. Ф. Лунгерсгаузен, по сборам О. А. Раковец, были определены: мелкие раковины пресноводных моллюсков *Sphaerium* sp., *Pisidium* sp., *Planorbis* sp., *Gyraulus* sp., *Valvata* sp. и остракод — *Ilyocypris bradyi* Sars., *Il. gibba* Ramdohr., *Cypris subglobosa* Sowerby, *Cyprinotus* sp., *Eucypris* sp., *Condoniella marcida* Mand., *Limnocythere* sp., *Candona artis* Schneid. sp. nov. Указанный комплекс остракод, по Г. Ф. Шнейдер, характерен для верхнеплиоценовых — четвертичных отложений Кавказа и Туркмени. Н. Н. Найдиной дополнительно были отмечены единичные экземпляры *Cyprinotus aktashensis* Gramm., *Advenocypris* sp. Первый вид характерен для плиоценовых моласс юго-западных отрогов Гиссарского хребта Л. К. Красавиной были определены харовые водоросли: *Chara ceratophylla* aff. *aurea* Wolosz., *Ch. rinita* var. *pliocenica*, *Ch. meriani* var. *acutalis* Masl., *Chara* sp., *Tulupella tuberculata* sp. nov. Из них вид *Chara ceratophylla* aff. *aurea* Wolosz. описан Волошинской из плестойцена Польши, а *Chara meriani* var. *acutalis* Masl. известен из плиоцена Австрии и Венгрии. Комплекс харовых водорослей, по Л. К. Красавиной, скорее всего может считаться верхнетретичным, так как в нем наряду с современными видами встречены и ископаемые виды водорослей. Об этом также свидетельствует и значительная кальцитизация самих оогоний и разрушенность оболочек ооспор.

Палинологические исследования отложений свиты в разрезе по р. Бекен, неоднократно проводимые в лабораториях ВАГТа и Геологи-

ческого института АН СССР В. Н. Тихомировым и О. В. Матвеевой, показали очень малое содержание пылицы и спор в образцах. В нижней части разреза среди пылицы древесных пород отмечается преобладание пылицы главным образом сосен: *Pinaceae* — 22—40%, *Pinus* sub. sect. *Haploxyton* — 17—19%, *Pinus* sub. sect. *Diploxyton* — 13—14%, *Pinus* — 23—25%, *Picea* — 5—8%, *Tsuga* — 3—7%, *Abies* — 1%.

Другой разрез бекенской свиты, видимо, соответствующий ее нижней половине, был изучен нами в 8 км западнее вдоль подножия Курайского хребта в верховьях р. Туерык. Здесь отложения свиты представлены мелкогалечными плотными конгломератами, чередующимися с пачками бурых песков и алевроитов, хорошо слоистых, местами гипсоносных. Гипс встречается в виде тонких прослоев (до 1 мм), мелких кристаллов и щеток на плоскостях напластования, а также по трещинам. К низам разреза увеличивается количество прослоев песков и алевроитов. Из них Я. И. Старобогатовым по нашим сборам были определены моллюски *Lymnaea auricularia*, *Valvata piscinalis*, *Valvata pulchella*, *Pisidium* cf. *supinum*, а Е. К. Сычевской — кости и чешуя рыб *Leuciscus* sp. Из низов описанного разреза В. Н. Тихомировым был определен следующий спорово-пыльцевой спектр: *Picea* — 13,6%, *Picea* sect. *Eupicea* — 13,6%, *Picea* sect. *Omorica* — 1,6%, *Pinus* — 5,0%, *Pinus* sub. sect. *Haploxyton* — 10,6%, *Pinus* sub. sect. *Diploxyton* — 6,0%, *Pinaceae* — 23%, *Tsuga* — 5,0%, *Betula* — 11,2%, *Salix* — 1,6%, *Carpinus* — 1,6%, *Corylus* — 1,6%, *Juglandaceae* — 1,0%. О. В. Матвеевой дополнительно были определены пыльцевые зерна: *Salix* — 3 зерна, *Abies* — 3, *Ulmus* — 1, *Betula nana* — 10, *Ephedra* — 1, *Chenopodiaceae* — 7, *Compositae* — 6 зерен.

Указанный состав растительности характеризует преимущественно хвойные ценозы с редкой примесью лиственных пород. Присутствие пылицы лиственницы и карликовой березы наряду с эфедрой и загипсованностью пород позволяет предполагать наличие вертикальной растительной зональности: темнохвойно-таежной в горах, полупустынной — в котловинах.

На противоположном борту долины р. Туерык обнажаются породы, аналогичные описанным породам бекенской свиты. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1958) указывают на находки в них раковин палюдин, напоминающих *Viviparus kujalnicensis-bythinica*.

С удалением от склона Курайского хребта в сторону Чуйской котловины характер отложений бекенской свиты меняется. Начинают преобладать аллювиальные и озерные фации осадков, их мощности сокращаются до 15—20 м, литологически они приближаются к отложениям кызылгирской свиты, с которыми образуют единый литофациальный комплекс осадков. В обнажении по р. Кызыл-Чин породы бекенской свиты залегают под толщей бурых аллювиальных галечников башкаусской свиты и представляют собой (сверху вниз):

Мощность, м

- | | |
|--|-----|
| Q ₂ , вес 1. Алевроиты глинистые, светло-коричневые, неслоистые, рыхлые . . . | 0,2 |
| 2. Пески и алевроиты темно-бурые, пылеватые, с неясной горизонтальной слоистостью, с тонкими прослоями гравия. В слое масса мелких раковин пресноводных моллюсков . . . | 3,2 |
| 3. Галечники буроватые, ниже светло-серые, плотные, известковистые. Окатанность материала хорошая и средняя. В слое найдены копытная фаланга мелкого парнокопытного и не крупного хищника (II фаланга), а также метаподий <i>Rhinocerotidae</i> (gen. et sp. indet) . . . | 1,2 |
| 4. Гравелиты и мелкие галечники буроватые, рыхлые. В них наблюдается четкая ориентировка галек длинными осями согласно напластованию. Масса сильно выветрелых буроватых, ожелезненных (внутри) и белесых, покрытых карбонатом (снаружи) галек и гравия. В его составе содержатся песчаники и темные алевроиты девона — 40%, метаморфические сланцы, мраморизованные известняки и средние эффузивы нижнего палеозоя — 60% . . . | 1,5 |

5. Известняки плотные, желтовато-серые, органогенные, с обильными включениями раковин и ядер пресноводных моллюсков: *Lymnaea peregra* var. *ovata*, *Cyraulul acronicus* (определение Я. И. Старобогатова) 0,5
- Ниже залегают алевроиты и глины кызылгирской свиты.

В описанном обнажении вскрывается не весь разрез бекенской свиты, а, видимо, его нижняя половина, так как вышележащие аллювиальные галечники башкаусской свиты срезают самую верхнюю часть толщи.

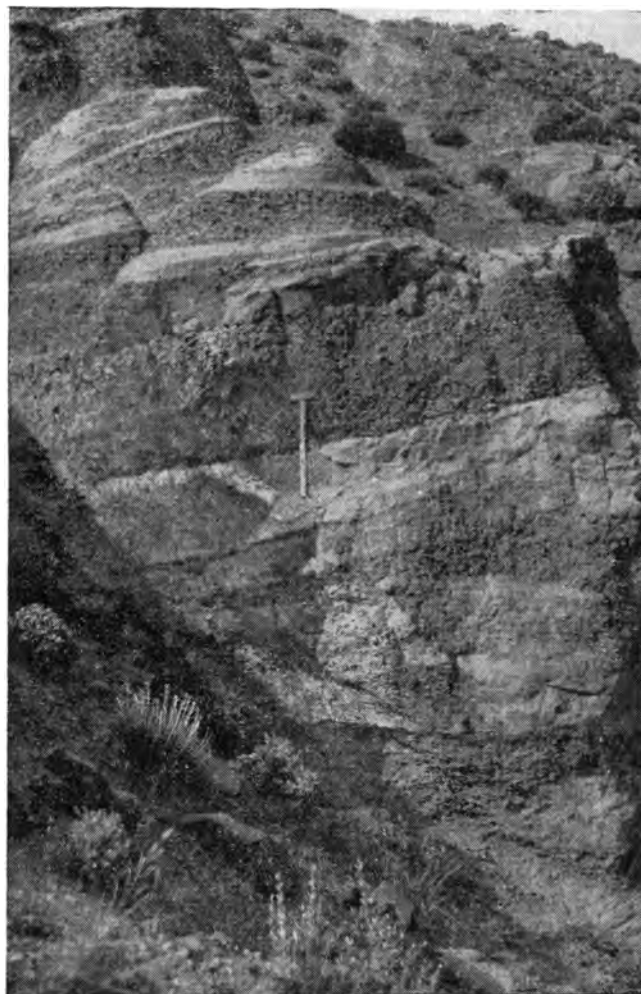
На правом борту долины р. Кызыл-Чин под ледниковыми отложениями видны залегающие прямо на палеозойских породах бурые щебнистые ожелезненные пески, содержащие пласт неплотного желтовато-серого известняка. В нем встречены *Lymnaea auricularia* L., *L. peregra* Müll., *Valvata piscinalis* Müll., *Cyraulul acronicus* Ferg. (определение Я. И. Старобогатова). В этих же известняках содержатся кости и позвонки рыб *Leuciscus* sp. и харовые водоросли.

Характер отложений бекенской свиты южной прибортовой части Чуйской котловины фациально близок к осадкам северного борта. Это преимущественно бурые сильно ожелезненные пески, содержащие пачки и прослои гравийных и мелкогалечных конгломератов. Литологические особенности осадков позволяют считать их сложно построенными образованиями — чередованием пролювиальных, аллювиальных и озерных фаций. Это отражает условия накопления осадков у поднимающегося горного обрамления впадины, когда в связи с тектоническими подвижками происходит довольно быстрое чередование фаций осадков. Намечается общая тенденция изменения их состава в вертикальном направлении — от тонкозернистых внизу к грубообломочным в верхней части свиты. Погрубление обломочного материала происходит также от впадины в сторону гор.

Наиболее типичный разрез бекенской свиты находится на левом берегу р. Чаган в 1,5 км выше пос. Кызыл-Маны, где в 1937 г. он впервые был описан Е. Н. Щукиной, а позднее изучен М. Х. Аникиной, О. А. Раковец и нами. Верхняя часть этого обнажения сложена плейстоценовыми ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями. Ниже залегают бурые ожелезненные галечники башкаусской свиты, с разрывом перекрывающие осадки бекенской свиты. Последние обнажаются в основании крупных (до 50 м) холмов, вытянутых цепочкой вдоль обрыва обнажения и представляющих собой, по всей вероятности, останцы оползневого происхождения. Местами на них сохранились небольшие «покрышки» из бурых галечников башкаусской свиты, ниже которых залегают (сверху вниз):

Мощность, м

- Q²₁ вес 1. Галечники бурые, некрупные (3—5 см, редко до 10 см), средне и хорошо окатанные. Гальки ориентированы длинными осями субпараллельно к поверхностям слоя, сильно выветрелые, матово-бурые с поверхности, рассыпаются при ударе. В составе обломочного материала преобладают пестроцветные алевролиты и песчаники среднего девона и метаморфические сланцы кембро-ордовика, развитые на северных склонах Южно-Чуйского хребта. Встречаются прослои светло-бурого песка (до 0,7 м). Весь горизонт имеет нечеткую прерывистую горизонтальную слоистость, 6,1
2. Пески светло-бурые, разнозернистые, косослоистые, с прослоями и линзами грубого ожелезненного гравия. Наблюдаются отдельные прослои песков светло-серых, тонкозернистых, слюдястых, переходящих в светло-буроватые плитчатые плотные алевроиты. Последние горизонтально-слоистые, содержат мелкие обломки растительного детрита 13,6
3. Пачка неясно чередующихся прослоев гравия, мелкого галечника и линз светло-бурого грубозернистого косослоистого песка 3,5
4. Алевроиты и тонкозернистые горизонтально-слоистые светло-серые и серые пески. В породах на плоскостях напластования отмечаются отпечатки растений, кости и мелкие позвонки рыб *Leuciscus* sp. 3,0



Фиг. 25. Характер слоистости пролювиальных отложений бекенской свиты в обнажении по р. Чаган

	Мощность, м
5. Пачка неравномерно и линзовидно-переслаивающихся ожелезненных бурых песков, гравия и мелкого хорошо окатанного галечника. Наблюдается послойное ожелезнение в виде уплотненных лимонитизированных слоев (фиг. 25)	4,5

Нижняя часть обнажения скрыта под осыпью, видимая мощность отложений 30,7 м, предполагаемая — около 60 м.

Отложения бекенской свиты вдоль всей южной окраины Чуйской котловины обнажены плохо. При геологосъемочных работах С. Г. Майзелисом на пологих водоразделах рек Чаган — Елангаш, Кок-Узек — Тархата и Бураты — Аксай были вскрыты шурфами бурые щебнистые пески, алевриты и глины небольшой (1,5—2,0 м) мощности.

В направлении от гор к Чуйской впадине отложения бекенской свиты перекрываются под песчано-галечными осадками плейстоцена. Их состав, судя по буровым скважинам, становится песчано-гравийным, мощность возрастает до 45—70 м. У склонов останцовых возвышенностей

преобладают слабо окатанные щебнистые пески, замещаемые с удалением от гор несколько лучше окатанными песчано-гравийными отложениями. Эти отложения, видимо, представляют собой слившиеся пролювиально-делювиальные шлейфы горных подножий. Среди них встречаются маломощные горизонты промытых аллювиальных галечников. Отдельные прослои пылеватых алевроитов и горизонтальнослоистых промытых песков имеют озерное происхождение. Можно предположить, что в центральных частях котловины, не вскрытых еще скважинами, озерные отложения преобладают. Наиболее характерный разрез этих отложений вскрыт скв. 103 (описанной выше), где наблюдается единая толща прибрежно-озерных осадков кызылгирской и бекенской свит. Помимо остракод, в этих отложениях (интервал 55,0—99,0 м) были встречены раковины пресноводных моллюсков *Valvata* sp., *Pisidium* sp. и кости рыб *Luciperca* sp., *Leuciscus* sp.

Возраст бекенской свиты большинством палеонтологических материалов (моллюски, остракоды, харовые водоросли) определяется приблизительно как верхний плиоцен — нижний плейстоцен. Тесная стратиграфическая и литологическая связь осадков кызылгирской и бекенской свит также свидетельствует об их возрастной близости. То обстоятельство, что осадки бекенской свиты с разрывом перекрываются галечниковыми толщами башкаусской свиты, относимой нами к верхнему (миндельскому) ярусу эоплейстоцена, позволяет определять возраст бекенской свиты лишь верхним плиоценом или гюнцским ярусом эоплейстоцена схемы В. И. Громова, И. И. Краснова, К. В. Никифоровой, Е. Н. Шанцера (1961).

Этот вывод совпадает с мнением предшествующих исследователей. Так, Г. Ф. Лунгерсгаузен, О. А. Раковец (1958), определяя возраст бекенской свиты, считают возможным относить ее нижнюю подсвиту (соответствует бекенской свите в нашем понимании) еще к верхнему плиоцену, а верхнюю подсвиту (соответствует башкаусской свите) уже к нижнечетвертичному времени. Е. Н. Шукина (1960) также относит бекенскую свиту к эоплейстоцену, причем стратиграфически помещает ее ниже башкаусского (миндельского) горизонта эоплейстоцена.

Верхний эоплейстоцен

Башкаусская свита (Q_1^{bsch})

За стратотипический разрез башкаусской свиты обычно принимают разрез, вскрытый в ряде обнажений по р. Кубадру и ее притокам в Улаганской котловине, где он впервые был описан Е. Н. Шукиной (1953).

Однако, чтобы не нарушать последовательности описания эоплейстоценовых отложений, мы считаем целесообразным продолжить описание этих отложений в Чуйской котловине.

А. В. Аскарин (1937) и Е. Н. Шукина (1953) относили указанные отложения к пролювиальному (верхнеплиоценовому — нижнечетвертичному) комплексу. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1957, 1958) в своих первых работах выделяли эти пролювиальные отложения в верхнебекенскую подсвиту (терекскую свиту), с которой они параллелизовали бурые ожелезненные галечниковые отложения по рекам Кубадру и Чаган («башкаусский горизонт» Е. Н. Шукиной). В более поздней работе Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1961₂) терекскую свиту поместили в самые верхи эоплейстоцена («неоплиоцена») своей схемы. Отложения же по рекам Кубадру и Чаган они отнесли к нижнему

плейстоцену, отделив их перерывом и несогласием от эоплейстоценовых осадков.

Такое стратиграфическое расчленение верхов эоплейстоцена нам представляется неверным. Башкауская свита объединяет в себе вышеперечисленные «стратиграфические» единицы (верхнебекенская подсвита, терекская свита, «древняя морена Кубадру»), которые являются ее фациально-литологическими вариантами.

Осадки башкауской свиты обладают рядом характернейших литологических черт, сближающих их, а четкое стратиграфическое положение в большинстве разрезов между осадками палеонтологически охарактеризованной бекенской свиты и ледниковыми отложениями рисского яруса плейстоцена не позволяют разделить эти отложения на разновозрастные горизонты.

По северному борту Чуйской котловины вдоль подножия Курайского хребта башкауская свита представлена типично пролювиальным комплексом осадков, несогласно перекрывающим как палеозойские, так и все нижележащие кайнозойские отложения. Соотношения с нижележащей бекенской свитой наблюдаются в верховьях р. Бекен и по левому берегу р. Туерык. Отложения представлены плохо окатанными галечниками, щебнями, гравийниками, сцементированными песчано-алевритовым и глинистым бурым и серовато-бурым цементом. Эти отложения слагают крупные конусы выноса, слившиеся местами в единый шлейф, сильно разрушенный эрозией. По своему характеру осадки верхнего эоплейстоцена являются горными молассами, орогеническим комплексом, связанным с интенсивными проявлениями тектонических движений. Отложения башкауской свиты между долиной р. Кызыл-Шин на востоке и долиной р. Туерык на западе достигают мощности 250—300 м. Грубослоистый характер всей пролювиальной толщи подчеркивается неровно пластующимися пачками щебней, гравийников и грубых песков; слоистость линзовидная, неправильно выклинивающаяся; сортированность в одних пачках отсутствует, в других выражена слабо. Некоторые прослои грубообломочного материала отличаются резкой несортированностью отложений, в которых обломки часто ориентированы вертикально. Такие прослои отвечают, видимо, селевым фациям отложений. Местами наблюдаются относительно тонкозернистые песчано-алевритовые прослои и линзы светло-бурого цвета.

Состав обломочного материала четко отражает состав размываемых пород осевой части хребта. От долины р. Табошак на запад примерно до р. Бекен в составе отложений резко преобладают породы среднего и верхнего девона — черные и темно-серые песчаники, алевриты и глинистые сланцы, составляющие 75—90% от общего состава. Размеры обломков около 0,1—0,15 см, окатанность средняя и плохая, форма плитчатая. В породах гальки залегают параллельно напластованию и образуют плотно сгруженные пачки. К западу от долины р. Бекен в составе обломочного материала начинают встречаться гранитоиды, метаморфизованные эффузивы и известняки среднего кембрия, резко преобладающие среди размываемых пород в верховьях р. Туерык. Обломки этих пород слабо окатаны и имеют неправильную форму. Вблизи самого хребта состав отложений очень грубый, размеры обломков достигают от 0,5 до 1,0—1,5 м.

С удалением от Курайского хребта и с приближением к центральным частям котловины характер отложений свиты меняется. В обнажениях, вскрываемых ручьями, прорезающими бугры Бигдон всего в 2,0—3,0 км от борта Чуйской впадины, они становятся менее грубообломочными, улучшается окатанность материала, появляется сортированность, четче выражается слоистость толщи, ее мощность сокращается до 50—60 м. Южнее полосы холмистых предгорий, в 5—6 км от хребта, отложения

башкаусской свиты уже не вскрываются на поверхности. На участке между долинами рек Табошак и Бекен широко развиты плейстоценовые пролювиальные шлейфы, перекрывающие эоплейстоценовые осадки. В долинах этих рек непосредственно под ними часто видны озерные осадки неогена (левобережье р. Туерык) или нижнего эоплейстоцена (правобережье в низовьях р. Туерык — гора Красная). По этим наблюдениям можно заключить, что мощность пролювия башкаусской свиты здесь резко падает, а местами эти отложения выклиниваются. Непосредственный переход пролювиальных фаций башкаусской свиты в фации центральных частей Чуйской котловины не виден. Можно предполагать, что пролювиально-аллювиальные отложения локализируются в отдельных эрозионных ложбинах, выработанных в палеозойских и неогеновых породах и постепенно замещаются аллювиальными, а в центральных частях котловины — озерными фациями отложений.

По северному подножию Курайского хребта осадки башкаусской свиты перекрываются сероцветными пролювиальными осадками нижнего плейстоцена. На правобережье р. Туерык видно, что эта смена происходит постепенно, причем литологический состав отложений (крупность, окатанность, характер слоистости) почти не меняется, а только окраска пород приобретает сероватые и пепельно-серые тона, типичные для плейстоценовых осадков.

Другой тип разреза башкаусской свиты наблюдается по юго-западной, южной и восточной периферии Чуйской котловины, вне непосредственного соприкосновения с тектонически активными бортами впадины. Здесь развиты преимущественно аллювиальные галечные отложения, встречающиеся в эрозионных долинах, расчленяющих древний, донеогенный рельеф.

В долине р. Кызыл-Чин, в 1,5 км выше выхода ее из ущелья, на левом берегу видно залегание отложений башкаусской свиты между осадками бекенской свиты и нижнеплейстоценовой (рисской) мореной. Разрез выглядит следующим образом (сверху вниз);

Мощность, м

Q ² ₂ gl 1.	Морена пепельно-серая, в нижней части содержащая тонкий (0,3 м) прослой озерно-ледниковых алевроитов и глин	10—11
Q ³ ₁ bsch 2.	Галечники бурые, плотно сцементированные, некрупные (от 0,05—0,1 м), обладающие послойной ориентировкой, ожелезненные, средние и хорошо окатанные, довольно сильно выветрелые. Горизонт обладает неясной слоистостью, подчеркиваемой тонкими прослоями гравийных песков. По составу резко преобладают серые и красноватые песчаники и алевролиты среднего девона — 54%; метаморфизованных песчаников и метаморфических сланцев нижнего палеозоя — 24%, средних и кислых эффузивов — 6%, гранитов биотитовых среднекристаллических — 16%	8—10
Q ² ₁ вес 3.	Пески и алевроиты с прослоями известняков и фауной пресноводных моллюсков	15

Галечниковая толща верхнего эоплейстоцена не прослеживается по всему обнажению левого берега р. Кызыл-Чин, а залегает под мореной в виде крупной линзы длиной около 300—350 м. Среди песчаных прослоев в галечниках башкаусской свиты Н. Н. Найденой были определены остракоды *Advenocypris* sp.

У подножия Южно-Чуйского хребта в юго-восточной части Чуйской котловины отложения башкаусской свиты известны по р. Чаган, где они залегают на породах бекенской свиты и перекрываются ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями рисского яруса плейстоцена. Отложения представлены бурыми галечниками, слагающими узкий водораздел между р. Чаган-Узун и устьем р. Чаган. Эти галечники прослеживаются в обнажении в виде крупной линзы, срезаемой вблизи р. Чаган вышележащими плейстоценовыми отложениями.

В 4 км выше устья наблюдается следующий разрез (сверху вниз).

Мощность, м

- Q²₁ вес 1. Галечники плотные, светло-бурые, ожелезненные, крупные (0,1—0,02 м) в песчано-гравийном цементе, отдельные валунчики до 0,5 м. Окатанность материала хорошая, сами гальки сильно выветрелые, легко разрушаются при ударе молотком, трещиноваты, обожжены, расположены в слое субгоризонтально и полого наклонно (преобладающие углы наклона от 0 до 30°). Ориентировка длинных осей галек субширотная, с наклоном на запад. Петрографический состав материала: метаморфические хлорит-серицитовые, биотит-кварцевые зеленые сланцы кембрийского — 75%; фиолетовые и сиреневые песчаники, алевролиты силура — 12%; гранитоиды и габбро — 8%; кварциты — 5%. В нижней части слоя появляются линзы и прослои бурых песков и гравийных алевроитов, в которых видна косая слоистость. Их мощность 0,2—0,3 м, длина 4—5 м 12,0
2. Галечники мелкие (0,05—0,1 м), средние и хорошо окатанные, неясно-слоистые 3,5
3. Галечники и валунчики (до 0,3—0,4 м в диаметре), имеющие песчано-глинистый буровато-серый ожелезненный цемент. Для отдельных прослоев характерна полная несортированность материала, когда в суглинисто-песчаную массу включены сравнительно редкие обломки пород, совершенно не ориентированные согласно напластованию слоя, а часто имеющие вертикальное положение. Лишь отдельные прослои и линзы песков создают неясную слоистость 9,5
4. Конгломераты плотные, светло-бурые, мелкие (5—7 см), с прослоями ярко-бурых песков и гравийников до 30

Генезис описанной толщи галечников аллювиальный, об этом свидетельствуют литологические особенности отложений и особенно четкое часто черепитчатое расположение окатанного галечно-валунного материала. Замеры ориентировки и изучение состава галек позволяют определить область сноса, которая располагалась к западу от описанного обнажения, видимо, в верховьях р. Чаган-Узун. Вероятно, эта древняя долина занимала тектоническое понижение между Южно-Чуйским и Северо-Чуйским хребтами. Описанный разрез расположен в южной, прибрежной части этой долины. На левобережье р. Чаган-Узун, по р. Кызылор и его притокам подобные бурые ожелезненные галечники встречаются в нескольких местах под покровом морены. Нижняя пачка галечников (слой 4) с глинисто-песчаным заполнителем, в котором беспорядочно рассеяны галька и валуны, часто обладающие вертикальной ориентировкой своих длинных осей, весьма напоминает селевые отложения, описанные у южного подножия Курайского хребта в разновозрастных осадках.

Е. Н. Щукина (1953, 1960) считает галечниковую пачку в разрезе по р. Чаган водно-ледниковой. Однако сравнение ее с отложениями бесспорно водно-ледникового генезиса, залегающими в этом же обнажении непосредственно выше эоплейстоценовых осадков, показывает их существенные различия. Галечники башкауской свиты менее крупны, в общей массе лучше окатаны, обладают определенной ориентировкой, характерной для аллювиальных толщ, достаточно промыты и почти не содержат обычного для горизонтов ледникового генезиса (в том числе и водно-ледниковых) глинистого материала, ожелезнены. Лишь описанные выше селевые образования несколько напоминают ледниковые отложения, но в общем разрезе башкауской свиты они занимают подчиненное положение.

Е. Н. Щукина (1960) указывает, что ею в основании отложений башкауской свиты по р. Чаган наблюдались «мелкие смятия слоев, несомненно связанные с древней мерзлотой» (стр. 152). Более подробно морфология этих текстур не описана, поэтому трудно судить об их происхождении. Нами при детальном изучении нижних частей толщи наблюдалась косая и слабо волнистая слоистость отдельных маломощных



Фиг. 26. Верхняя часть толщи аллювиальных галечников башкаусской свиты (Q_1^{bsch}) в обнажении по р. Чаган. Видна зона мощностью 1,5 м с вертикально стоящими гальками, обусловленная мерзлотным воздействием во время максимального оледенения

песчано-алевритовых прослоев и линзочек, залегающих внутри грубых галечников. Хотелось бы отметить, что подобные формы слоистости встречаются и в нижележащих горизонтах среднего зоплейстоцена, где связать возникновение их с проявлениями мерзлоты трудно.

Весьма показательны текстурные особенности кровли галечников башкаусской свиты, залегающих непосредственно под водно-ледниковыми отложениями максимального оледенения. У своего верхнего контакта галечники теряют признаки слоистой текстуры, в них наблюдается вертикальная и беспорядочная ориентировка обломочного материала (фиг. 26). Эта зона вертикально поставленных галек имеет мощность 1,0—1,5 м, а переход к нижележащим галечникам с нормальным субгоризонтальным расположением галек и валунов постепенный. Отдельные гальки разбиты по трещинам, и их половинки оказываются сдвинутыми одна относительно другой. Иногда наблюдается как бы вогнутое расположение галечного материала в виде структур «мерзлотных котлов» глубиной до 2,2 м, выполненных песчано-гравийным материалом.

Описанные текстуры кровли башкаусских галечников не свойственны водным осадкам. Они являются «наложенными» и вызваны мерзлотными деформациями, проявившимися после их отложения. Наличие «сдвинутых» галек, по мнению Е. В. Шанцера, указывает на непосредственное воздействие ледника на кровлю эоплейстоценовых пород (гляциодислокации).

Аллювиальные галечники башкаусской свиты встречаются также почти во всех эрозионных долинах южной окраины Чуйской котловины. В долинах рек Елангаш и Ирбитсу, занятых в плейстоцене ледниками, эоплейстоценовый аллювий почти не сохранился. Его лишь изредка удастся наблюдать под ледниковыми отложениями бортов долин. Нижние части морен бывают обогащены выветрелым бурым эоплейстоценовым материалом. Такой разрез верхнего эоплейстоцена наблюдался нами в низовьях р. Тархаты, в 3 км ниже старой заставы, где обнажаются (сверху вниз):

Мощность, м

- Q²₁ gl 1. Моренные пепельно-серые валунные суглинки, местами сильно перемытые и обогащенные флювиогляциальным материалом 15
- Q³₁ bsch 2. Галечники бурые с валунами (0,05—0,1 м), плотно сгруженные, хорошо окатанные, с неясной горизонтальной слоистостью. Местами в них содержатся редкие и маломощные (0,5 м) прослои и линзы песков и гравийников. Обломочный материал выветрелый, легко разрушающийся при ударе молотком. Аллювиальные галечники залегают на весьма неровной поверхности кровли палеозоя, сохраняясь преимущественно в понижениях до 18
- Ниже залегают метаморфические сланцы палеозоя.

У выхода р. Тархаты в степь на ее правом берегу отложения башкаусской свиты слагают пологую поверхность (5—10°) пролювиального конуса, который подрезан рекой и возвышается над ее руслом в виде высокой (90—95 м) эрозионной террасы. В его основании вскрываются сильно выветрелые палеозойские породы, которые перекрываются светло-бурыми слоистыми песками с гравием, средне и хорошо окатанной галькой и мелкими валунчиками (0,1—0,2 м) кислых эффузивов, гравелитов, конгломератов, кварца. Гальки выветрелые, белесоватые с поверхности и трещиноватые. Мощность отложений у внешнего края террасы 0,5—1,5 м, она увеличивается в сторону коренных склонов до 10—15 м. Эти отложения представляют собой аллювиально-пролювиальные образования устьевых частей слившихся небольших притоков р. Тархаты, своеобразные сухие дельты, обращенные в сторону котловины.

Бурые щебнисто-гравийные отложения башкаусской свиты, литологически близкие описанным, вскрываются скважинами у южной окраины Чуйской котловины. Они отличаются слабой окатанностью материала, близостью его состава к породам, слагающим коренные склоны, что позволяет считать их пролювиальными образованиями. В скв. 102 (интервал 12,7—14,7 м) из этих отложений А. Е. Глущенко был установлен следующий спорово-пыльцевой спектр. Среди пыльцы древесных (25,5%) резко преобладает пыльца *Pinus silvestris* — 65,8%, меньше *Betula* — 26,3%, *Betula* sp. — 5,3%, *Picea* — 2,6%; среди травянистых (74,5%) содержатся Gramineae — 38,5%, Chenopodiaceae — 23,0%, Cyperaceae — 27,0%, *Artemisia* — 6,7%, Compositae — 3,8%, Ericaceae — 1,0%.

Во внеледниковых долинах рек юго-восточной и восточной периферии Чуйской впадины бурые и выветрелые эоплейстоценовые галечники небольшой мощности изредка встречаются на поверхности высоких (45—50 м) эрозионных террас под покрывающими их плейстоценовыми пролювиально-делювиальными щебнистыми накоплениями. Они наблюдались нами на палеозойском цоколе высокой террасы (47—50 м) р. Уландрык (выше впадения р. Б. Шибеты), в долине р. Барбургазы выше устья р. Кольдуюк. В средней части долины р. Кольдуюк эти осадки представлены ярко-бурыми, ожелезненными выветрелыми галечно-щеб-

нистыми отложениями пролювиально-аллювиального типа. Их мощность достигает 7—10 м. Подобные отложения отмечены нами и в цоколях флювиогляциальных террас по долине р. Бугузун.

Как уже отмечалось выше, характер отложений башкаусской свиты, ее мощности и фации в центральных частях Чуйской впадины изучены слабо. Можно предположить, что от мест выходов долин из гор галечниковые эоплейстоценовые отложения протягиваются полосами, выполняя древние, погребенные под плейстоценовыми осадками, долины. В центральных частях впадины возможны озерные фации отложений башкаусской свиты.

В других котловинах Юго-Восточного Алтая бурые сильно выветренные галечники, относимые нами к башкаусской свите, развиты довольно широко. Однако в связи с тем, что литологические аналоги нижних свит эоплейстоцена здесь не встречаются и их стратиграфические взаимоотношения с башкаусской свитой не могут быть выяснены, возраст этих осадков определяется как их большим литологическим сходством с горизонтом верхнего эоплейстоцена Чуйской котловины, так и стратиграфическим положением. Если верхний возрастной предел этих галечников определяется достаточно точно их положением под ледниковыми отложениями максимального оледенения, то нижний точно не определен. Поэтому мы не исключаем, что эти отложения могут частично относиться и к среднему эоплейстоцену.

В долине р. Чуи между Чуйской и Курайской котловинами отложения башкаусской свиты вскрываются в цоколе 43—45-метровой флювиогляциальной террасы непосредственно у ее сочленения с конечной верхнеплейстоценовой мореной, выходящей из долины Куяхтанара. Под моренными и флювиогляциальными галечниками залегают бурые галечно-гравийные осадки, несколько обогащенные слабо окатанным щебенчатым материалом. Намечается слоистость прерывистого типа, более четко выраженная в нижних частях толщи, где увеличивается песчано-алевритовый материал. Кровля толщи имеет явные следы гляциодислокаций, выражающихся в смятиях эоплейстоценовых галечников непосредственно у контакта с мореной. Эоплейстоценовые галечники залегают на миоценовых угленосных отложениях кош-агачской свиты. Генетически эти породы ближе всего напоминают аллювиальные, возможно, аллювиально-пролювиальные образования, их видимая мощность около 12—14 м.

В Курайской котловине пролювиальные отложения башкаусской свиты отмечаются по северному борту котловины. Они развиты у подножия тектонического уступа Курайского хребта на правобережье р. Кызыл-Таш, у выхода из гор долин рек Курай, Арталук, Таджилу. В правом борту последней в 4 км выше устья наблюдаются светло-бурые, среднеокатанные щебнистые галечники с песчано-глинистым светло-бурым цементом. Размеры обломочного материала в среднем 0,1—0,15 м, максимум до 0,4 м, гальки и валуны слабо и неравномерно выветренные. В их составе преобладают среднекристаллические биотитовые граниты. В толще намечается неясная слоистость, подчеркиваемая в некоторых местах послойным расположением галечного материала. С приближением к горам вверх по долине реки видно, как описанная толща бурых галечников перекрывается мореной максимального оледенения. Видимая мощность эоплейстоценовых осадков составляет 25—35 м. Видимо, пролювиальные отложения эоплейстоцена выполняют также погребенный узкий грабен, протягивающийся вдоль продолжения южного борта Курайского хребта от долины р. Таджилу к среднему течению р. Ярлы-Айры. Верхняя часть этой структуры выполнена ледниковыми отложениями (до 20—30 м), средняя часть — эоплейстоценовыми отложениями пролювиального типа. Их мощность в скв. 326 Акташской ГРП

достигает 40—45 м. Как указывает П. М. Бондаренко, они представлены бурыми щебнисто-галечными образованиями и сильно ожелезненными глинистыми песками, залегающими под надвинутыми на них породами палеозоя. Ниже их вскрываются отложения, литологически близкие неогеновым осадкам (Девяткин, 1962).

По южной окраине Курайской котловины обнажений эоплейстоцена не наблюдается. Осадки этого времени, видимо, перекрыты низко спускающимися в котловину моренами и флювиогляциальными галечниками. Однако в русле многих рек, стекающих с Северо-Чуйского хребта (реки Тюте, Ак-Туру, Курымду), после выхода их в котловину отмечаются бурые выветрелые гальки, видимо, попавшие в них при размыве эоплейстоценовых пород.

Ниже по долине р. Чуи эоплейстоценовые отложения вскрыты в последние годы бурением, проводимым экспедицией Гидропроекта. Эти отложения залегают под ледниковыми и водно-ледниковыми толщами плейстоценового возраста, выполняя переуглубленные участки долины р. Чуи выше пос. старые Мены, где они достигают значительной мощности до (60—70 м). По описаниям геологов Гидропроекта, эоплейстоценовые отложения представлены у коренных бортов погребенной долины р. Чуи грубыми щебнисто-глыбовыми отложениями пролювиального типа, сменяющимися в центральной части долины песчано-галечным аллювием. Для них характерны буровато-коричневые тона, обусловленные ожелезнением этих толщ, и относительно мелкообломочный состав отложений (в аллювиальных фациях) по сравнению с перекрывающими серыми валунно-галечными ледниковыми толщами.

В Джулуккульской котловине эоплейстоценовые отложения впервые были описаны Н. А. Ефимцевым (1958, 1961), а при геологосъемочных работах ВАГТа они были откартированы в других местах. Генетически здесь выделяются пролювиальные, аллювиальные и аллювиально-озерные отложения. Первые приурочены к тектоническим уступам окружающих котловину хребтов. Эти отложения слагают расчлененные эрозией пролювиальные конусы выноса и шлейфы предгорий, несогласно перекрывают у подножия гор палеозойские и неогеновые породы.

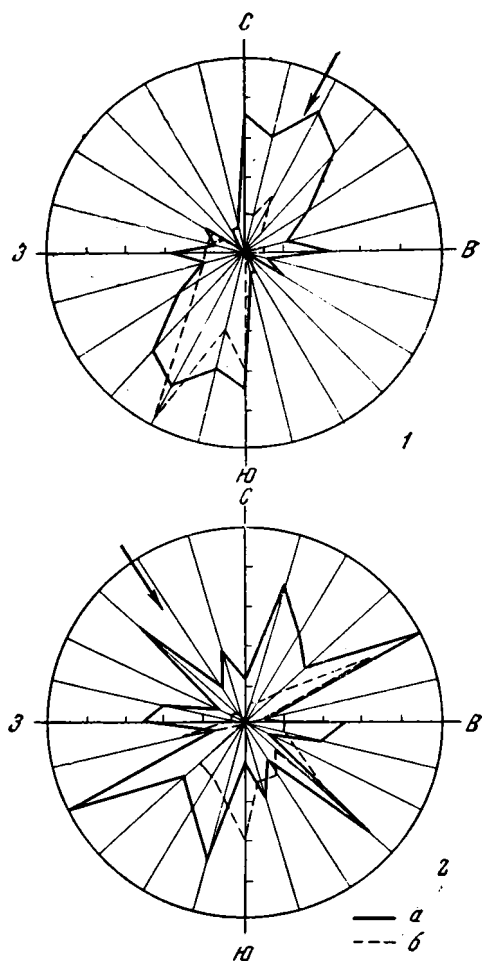
В верховьях р. Каргы на левом борту долины, ниже конечной морены, видно, как верхнеэоплейстоценовый пролювиальный шлейф, состоящий из бурых сильно выветрелых, ожелезненных дресвяно-щебнистых отложений, протягивается от гор к долине реки. Вблизи хребта эти образования маломощны (1,0—1,5 м), они залегают на палеозое в основании плейстоценовых пролювиальных конусов. В сторону от хребта их мощность возрастает до 10—12 м, а у самой долины р. Каргы до 50 м. Породы представлены щебнистыми наклоннослоистыми (в сторону впадины угол наклона 15—18°) галечниками в светло-буром песчано-глинистом цементе. Размеры галечно-валунного материала от гор в сторону впадины также резко уменьшаются — от 1,5—2 до 0,1—0,15 м в диаметре. Окатанность материала, расположенного в верхних частях шлейфов, почти отсутствует, а вблизи долины средняя. Петрографический состав материала отвечает составу пород, развитых на склонах и в северной части Шапшальского хребта, севернее и северо-западнее изученного обнажения. Здесь присутствуют черные песчаники и конгломераты юры (51%), граниты лейкократовые (36%), красноцветные песчаники и гравелиты девона (10%), метаморфические сланцы кембро-ордовика. Ориентировка обломочного материала также выявляет указанную область сноса (фиг. 27).

Описанная толща галечников имеет все характерные признаки пролювия: щебневатый характер обломков, состоящих из местных пород, невыдержанную наклонно-выклинивающую слоистость, ориентировку обломочного материала, его дифференциацию от весьма грубого у скло-

на хребта до сравнительно мелкого в долине р. Каргы. Геоморфологическое положение также не оставляет сомнения в пролювиальном происхождении описанных отложений. Лишь в придонной части, где появляется небольшое количество окатанных галек и валунов, можно предположить участие аллювиального материала в составе осадков. Причем, как правило, хорошо окатанные гальки и валуны бывают более выветрелые. Это заставляет предполагать, что при формировании пролювиального шлейфа в него могли быть включены и более древние аллювиальные галечники. Поэтому нам представляется неверным то, что Н. А. Ефимцев (1958, 1961₂) относит к аллювиальным отложениям все эоплейстоценовые образования р. Каргы.

К северо-западу вдоль подножия Шалшальского хребта, в охваченной древним оледенением части впадины эоплейстоценовые осадки перекрыты ледниковыми отложениями. Изредка в аллювии правых притоков р. Чулышман, дренирующих склоны хребта, встречаются выветрелые бурые гальки. Значительное количество выветрелых галек и валунов содержится также в низах ледниковых отложений при выходе р. Чулышман из Джулукульской котловины на участке от р. Узун-Оюк до р. Уанду, что указывает на несомненное присутствие эоплейстоценовых осадков в котловине, скрытых в настоящее время под ледниковыми отложениями. Имеются пролювиальные эоплейстоценовые отложения и на западной окраине котловины у подножия хр. Чихачева. В верховьях р. Тылгаюк они представлены грубыми щебнистыми ожелезненными галечниками небольшой мощности (3—5 м), вскрывающимися под мореной.

Довольно широко развиты эоплейстоценовые осадки в южной, внеледниковой части Джулукульской котловины и по долине р. Могун-Бурень. Склоны низких гор, спускающихся к долине, заняты крупными пролювиальными шлейфами, в основании которых вскрываются бурые щебнистые галечники. На левобережье р. Могун-Бурень (на склонах хр. Бельдыртайга) они состоят главным образом из гранитного материала. Отдельные слабо окатанные обломки гранитов имеют 0,5—0,7 м в диаметре, сильно выветрелы, обелены с поверхности, заключены в рыхлый светло-буроватый песчано-гравийный цемент. Отмечается неясная



Фиг. 27. Розы ориентировки длиной оси (а) и азимута падения (б) галек.

1 — в нижнелепесточном пролювии ($Q_2^2 \text{ prl}$);
2 — в эоплейстоценовом пролювии ($Q_1^1 \text{ bsch}$).
Стрелкой обозначено направление сноса. Обнажение в верховьях р. Каргы

наклонно-выклинивающаяся слоистость. Мощность отложений достигает здесь 35—40 м. Эоплейстоценовые отложения сверху перекрываются сероцветным плейстоценовым пролювием. На правом борту долины р. Могун-Бурень, у подножия хр. Чихачева пролювиальные выветрелые бурые галечно-щебнистые отложения эоплейстоцена обнажаются в ряде разрезов под плейстоценовым пролювием и мореной. По р. Ценге-Сай видно, как бурые щебнисто-галечные отложения мощностью до 20 м залегают непосредственно на коре выветривания гранитов.

В самой долине р. Могун-Бурень эоплейстоценовые отложения представлены аллювиальными и аллювиально-пролювиальными фациями. Наиболее полное обнажение находится ниже устья р. Усту-Гимате на правом берегу долины. Здесь под плейстоценовыми водно-ледниковыми галечниками, состоящими из крупных валунов и галек преимущественно гранитного состава, залегают мелкие хорошо окатанные галечники буровато-желтого цвета. Имеется значительное (до 50%) количество выветрелых галек, которые рассыпаются при ударе. В галечниках намечается неясно выраженная субгоризонтальная слоистость. У коренного склона долины отложения становятся более щебенчатыми. Отдельные прослои щебней залегают среди аллювиальных галечников. Здесь намечается взаимопереход пролювиальных и аллювиальных фаций. Общая мощность галечников 15—17 м.

В одном из образцов из описанного разреза удалось обнаружить пыльцевые зерна *Pinus* sp. — 50 зерен, *Abies* — 3, *Betula* — 2, *Artemisia* — 73. *Ephedra* — 22, *Caryophyllaceae* — 2 зерна (определение В. Н. Тихомирова). Среди пыльцы сосен отмечаются трепичные формы с толстой экзиной, не встречаемые в более молодых отложениях. Недостаточность материала не позволяет восстановить общую картину растительности, однако результат анализа указывает на ее весьма ксерофитный характер, что совпадает с данными по другим разрезам.

Эоплейстоценовые аллювиальные осадки отмечаются также по долине р. Мугун-Бурень в устьях рек Сары-Гимате, Алты-Гимате.

Выше по долине р. Могун-Бурень аллювиально-озерные осадки эоплейстоцена выполняют небольшую тектоническую котловину урочища Бельдыр-Шоль, где перекрываются водно-ледниковыми галечниками. В 2,5 км выше устья р. Дуруг-Су имеется следующее обнажение (сверху вниз):

Мощность, м

Q ₂ ² flg 1. Галечники с валунами в сером рыхлом гравийно-песчаном заполнителе	4,5
Q ₁ ³ 2. Пески горизонтальнослоистые, желтовато-серые, с гравием и мелкой хорошо и среднеокатанной галькой	3,6
3. Галечники бурые, мелкие, хорошо окатанные, с горизонтальным расположением галек	2,5
4. Пески и алевроиты бурые, горизонтальнослоистые, промытые, содержащие тонкие (0,05 м) прослои коричневатобурых глин. Встречаются стяжения лимонита в виде тонких корок	3,8

В Самахинской котловине и в бассейне рек Джасатер и Аргут эоплейстоценовые отложения встречаются не столь широко, как в северной части территории, что связано со значительным развитием покрова ледниковых осадков. Впервые эоплейстоценовые отложения были выделены здесь в 1955 г. В. А. Бушем и Е. В. Девяткиным при геологической съемке.

В устье р. Кок-Су на дислоцированных породах кошагачской свиты залегают бурые горизонтальнослоистые сильно выветрелые аллювиальные галечники. В составе галечного материала преобладают граниты и метаморфические сланцы. Отложения имеют мощность около 3—5 м и перекрываются моренными валунными суглинками плейстоцена.

У восточного борта Самахинской впадины бурые эоплейстоценовые галечники с размывом залегают на угленосных отложениях кошагачской свиты. На правом берегу р. Самаха они представлены аллювиально-пролювиальными песчано-галечными отложениями. Слоистость толщи горизонтальная и косая, отдельные пачки щебнисты, в других пачках материал хорошо окатан и промыт. Имеются маломощные прослои алевроитов и глин. Довольно значительно количество (до 30—40%) сильно выветрелых валунов преимущественно гранитного состава. Встречаются мелкие окатыши глин из озерных неогеновых отложений. Общий цвет пород светло-буроватый, местами наблюдается ожелезнение, распространенное в виде отдельных бурых прослоев и неправильных пятен. Общая мощность толщи 6—8 м. Перекрываются эоплейстоценовые отложения мореной максимального оледенения.

Г. А. Шмидт указывает на развитие эоплейстоценового пролювия на восточных склонах Катунского хребта. Здесь, в истоках р. Ак-Булак на неогеновых отложениях залегают галечно-гравийная толща общей мощностью около 25 м, в основании которой имеется слой грубого ожелезненного выветрелого галечника мощностью около 4 м. Отмечается нечеткая горизонтальная слоистость, обусловленная сменой прослоев материала разной крупности и различной окраски — от темновато-бурой до светло-серой. О. А. Раковец к эоплейстоценовым осадкам условно относит буровато-серые щебнистые пролювиальные шлейфы на правом борту долины р. Аргут (ниже устья р. Карагем), где они перекрываются ледниковыми осадками плейстоцена. Эоплейстоценовые отложения имеются, видимо, и в долине р. Джасатер. Вследствие широкого развития ледниковых отложений они здесь не вскрыты. На их присутствие указывает выветрелый бурый галечный материал, встречаемый в аллювии и моренах долины р. Джасатер и его правобережных притоков.

В Улаганской котловине отложения, относимые нами к эоплейстоцену, были впервые выделены Е. Н. Шукиной и Л. Д. Шорыгиной (Шукина, 1953) как наиболее древние ледниковые образования башкауского горизонта. В последней работе Е. Н. Шукина (1960) отнесла башкауский горизонт к эоплейстоцену схемы В. И. Громова. В дальнейшем по вопросу о генезисе и возрасте указанного горизонта мнения исследователей резко разделились. Н. А. Ефимцев (1958, 1961₂) считает эти отложения аллювиальными и относит их к верхнему плиоцену. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1957, 1958) в своих первых работах сопоставляли «бурую морену» Кубадру с верхнебекенской подсвитой Чуйской котловины, считая возраст этих отложений нижне-четвертичным, и не высказывали своего мнения об их генезисе. В более поздней работе Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1961₂) считают отложения по р. Кубадру моренными и стратиграфически помещают их в нижний плейстоцен, но уже выше верхнебекенской и терекской свит эоплейстоцена. Важность выяснения генезиса и возрастного положения башкауской толщи способствовали посещению обнажений по рекам Кубадру — Кысхыштубек многими исследователями. Н. А. Ефимцев (1958, 1961₂) подробно описал толщу бурых галечников по р. Кубадру, впервые определил их генезис как аллювиальный и отнес их к верхнему плиоцену. Ф. А. Алявдин, Ю. М. Миханков, В. Е. Рясина и В. К. Хлебников (1960) дали схематическое описание разреза по р. Кубадру, отнеся нижнюю толщу галечников к морене максимального среднеплейстоценового оледенения. В 1961—1962 гг. в этом же районе побывали С. А. Стрелков (Со АН СССР) и В. Е. Попов (ТГУ), Е. В. Шанцер. По их устному сообщению, они не склонны считать башкаускую толщу ледниковой. Специальные литолого-минералогические исследования эоплейстоценовых отложений проводила И. Г. Лискун (1963), пришедшая к выводу об аллювиальном происхождении башкауской толщи,

сформированной в условиях сравнительно теплого и достаточно влажного климата.

Таким образом, в настоящее время имеются две противоположные точки зрения на генезис «бурой толщи» по Кубадру и недостаточно ясен вопрос о ее возрасте. Кратко рассмотрим аргументацию ледникового и неледникового происхождения этих отложений. Е. Н. Шукина (1953) указывает, что башкауская морена представлена охристо-желтыми и бурыми супесями и песками с неравномерно распределенными в них небольшими валунами (от 0,1 до 0,5 м). Более крупные (до 1,0 м) валуны встречаются редко. Окатанность материала невысокая, весьма характерно наличие большого количества выветрелых валунов, часть из которых (окремненные известняки) превращены в белую мучнистую массу — маршалит, а другие (сланцы) легко рассыпаются при ударе. Е. Н. Шукина делает вывод, что галечный материал такой степени выветрелости мог попасть в толщу и захорониться в ней, не разрушаясь, только в мерзлом состоянии. На ледниковое происхождение толщи указывает, по ее мнению, также значительная (до 80 м) мощность отложений и неместный состав обломочного материала (известняки). Обогащенность морены выветрелым и рыхлым материалом из более древних третичных осадков и ее положение под валунной катунской мореной, наблюдаемое в этом же разрезе, свидетельствуют о том, что эти ледниковые отложения являются наиболее древними в Горном Алтае. Башкауская морена сопоставляется Е. Н. Шукиной с толщей флювиогляциальных галечников в разрезе по р. Чаган, где ею отмечаются мерзлотные деформации и смятия слоев в основании разреза. Е. Н. Шукина указала также на наличие линз и прослоев песчаного материала в башкауской морене по р. Кубадру, а в низах этого разреза — присутствие горизонта песков и супесей доледникового происхождения. Кроме того, Е. Н. Шукиной приводятся данные о наличии третичной пылицы в башкауской морене, которая считается ею перетолженной.

Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1961₂) дают краткую литологическую характеристику башкауского горизонта, отличную от приводимой Е. Н. Шукиной. Они указывают, что древняя, «классически» выраженная морена по р. Кубадру «представлена грубыми, совершенно несортированными валунниками, заключенными в светло-бурую песчанистую супесь. Размеры валунов сильно варьируют от мелких до глыб с поперечником в 1—1,5 м. Валуны сильно выветрелы, частью почти разложились и состоят из пород, слагающих гребневую часть и северный склон Курайского хребта...» (стр. 234). Авторы справедливо указывают, что в обломочном материале, слагающем толщу, присутствуют только местные, развитые в верховьях бассейна р. Кубадру породы. Известняки, которые для данного района являются «эпиратическими», не отмечены.

Н. А. Ефимцев (1961₂) описывает толщу по р. Кубадру как валунно-галечную с хорошо отмытым песчаным и песчано-гравийным цементом. В ней преобладают небольшие преимущественно окатанные гальки и мелкие валуны размером в среднем 0,5—0,6 м, максимум до 1,0 м. Намечается увеличение крупности материала вверх по долине. В горизонте отмечается слоистость, обусловленная наличием прослоев песчано-гравийного материала. Выветрелость галечно-валунного материала, присутствующего в толще, объясняется Н. А. Ефимцевым воздействием наложенных процессов выветривания, имевших избирательный характер. Граниты, как правило, менее затронуты выветриванием, метаморфические сланцы и песчаники значительно более выветрелые. По мнению Н. А. Ефимцева, эти отложения обладают специфическими чертами горного аллювия и могут рассматриваться как серия наложенных пачек русловых фаций, сформировавшихся в условиях относительного прогибания участка местности.

Нами разрезы отложений башкаусской свиты по р. Кубадру посещались в 1954 г. при проведении геологической съемки этой территории и в 1960—1962 гг. при специальных исследованиях кайнозойских отложений.

Эоплейстоценовые отложения развиты в широтном тектоническом понижении, вытянутом вдоль северного подножия Курайского хребта. Это понижение ограничено серией субшироко ориентированных разломов, часть из которых имеют геоморфологическую выраженность в виде уступов. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1961) были установлены плейстоценовые сбросовые нарушения того же направления, затрагивающие кайнозойские отложения. Центральная часть понижения представляет собой узкий (1,5—2 км) грабен, протягивающийся от устья р. Кубадру к западу вдоль долины Сары-Ачек. Образование его относится, видимо, к началу эоплейстоценового времени, что фиксируется толщей эоплейстоценовых отложений, накопившихся в грабене. Их мощность изменяется от 15—25 м в низовьях р. Кубадру, где они залегают на палеозое, до 85 м в 7 км выше устья, где нижний контакт отложений не вскрыт, и до 40—45 м в 5 км выше устья р. Кысхыштубек (фиг. 28). Общая длина полосы выходов эоплейстоцена достигает около 15 км. Ширина площади их развития составляет не более 1,0—1,5 км. По правым и левым притокам р. Кубадру их мощность резко сокращается, осадки эоплейстоцена на водоразделы не прослеживаются, четко локализуясь в пределах тектонического понижения.

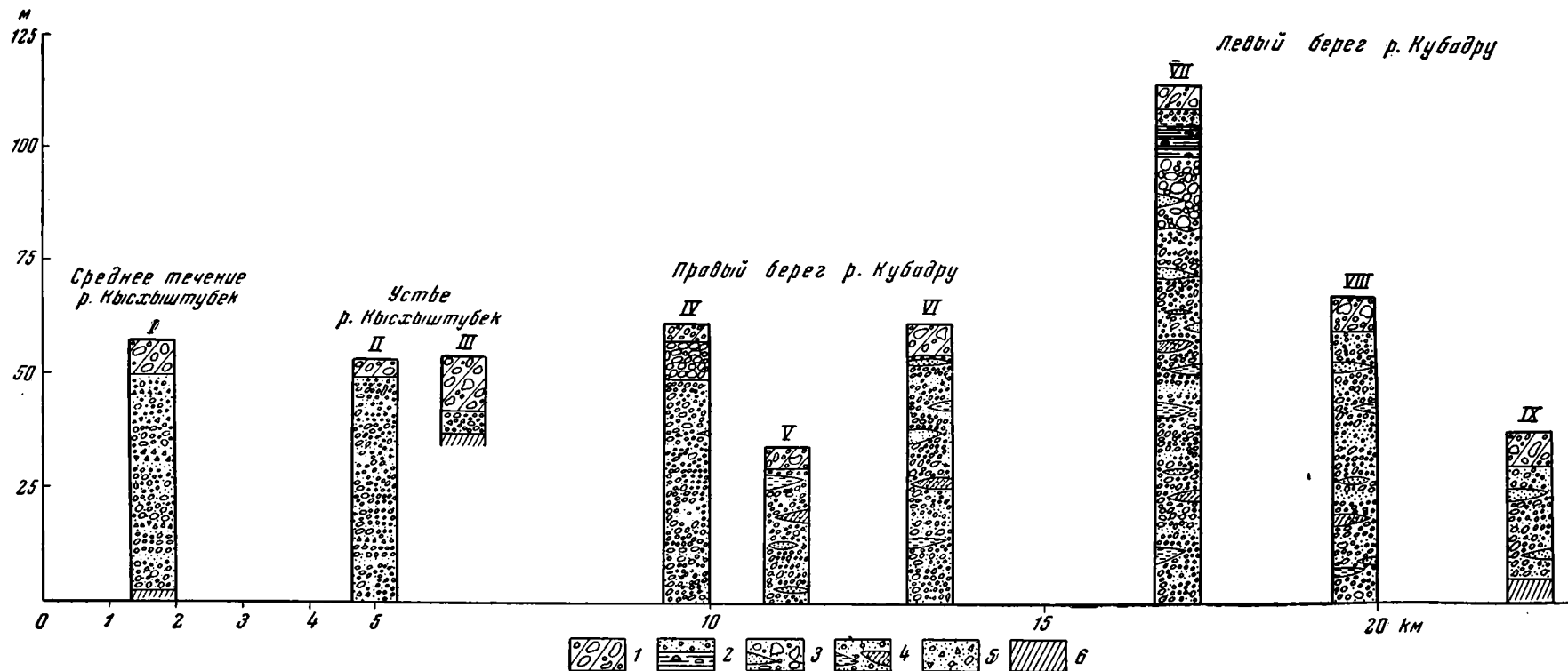
Таблица 8

Гранулометрический состав цемента галечников
башкаусской свиты (в %)

Размеры фракций в мм						
>2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,001
37	6	4	7	14	17	15
32	4	3	12	19	17	13
22	8	6	8	8	29	19
28	9	6	9	7	26	15
20	13	7	8	4	25	23
21	14	8	7	4	25	21
25	22	12	9	4	14	14
42	18	10	8	5	5	12
17	8	5	17	21	6	26
18	9	5	4	3	26	35
61	8	2	3	2	6	18
27	20	12	15	8	4	14
21	16	12	12	9	10	20
23	17	13	13	8	8	18

Эоплейстоценовые отложения представлены галечниками с мелкими валунами, плотно сцементированными песчано-гравийным цементом. Как показали исследования И. Г. Лискун (1963), в цементе галечников, а также и в песчано-алевритовых прослоях наблюдается повышенное содержание глинистой фракции (табл. 8, 9), что, по Е. В. Шанцеру (1951), весьма характерно для аллювия горных рек, несущих большое количество взвешенного материала.

Толща галечников повсеместно имеет достаточно хорошо выраженную слоистость, что создается чередованием слоев, обогащенных



Фиг. 28. Опорные разрезы кайнозойских отложений по долинам рек Кубадру и Кысқыштубек.

1 — морена первого постмаксимального оледенения ($Q_3^2 gl$); 2 — озерно-ледниковые пески и глины с конкрециями ($Q_3^2 lm-gl$); 3 — флювиогляциальные галечники и пески максимального оледенения ($Q_2^2 flg$); 4 — аллювиальные галечники, пески и суглинки башкаусской свиты ($Q_1^3 al$); 5 — пролювиальные галечники, пески и щебни башкаусской свиты ($Q_1^3 prl$); 6 — палеозой

Таблица 9

Гранулометрический состав прослоев песков, алевроитов
и глин в отложениях башкаусской свиты (в %)

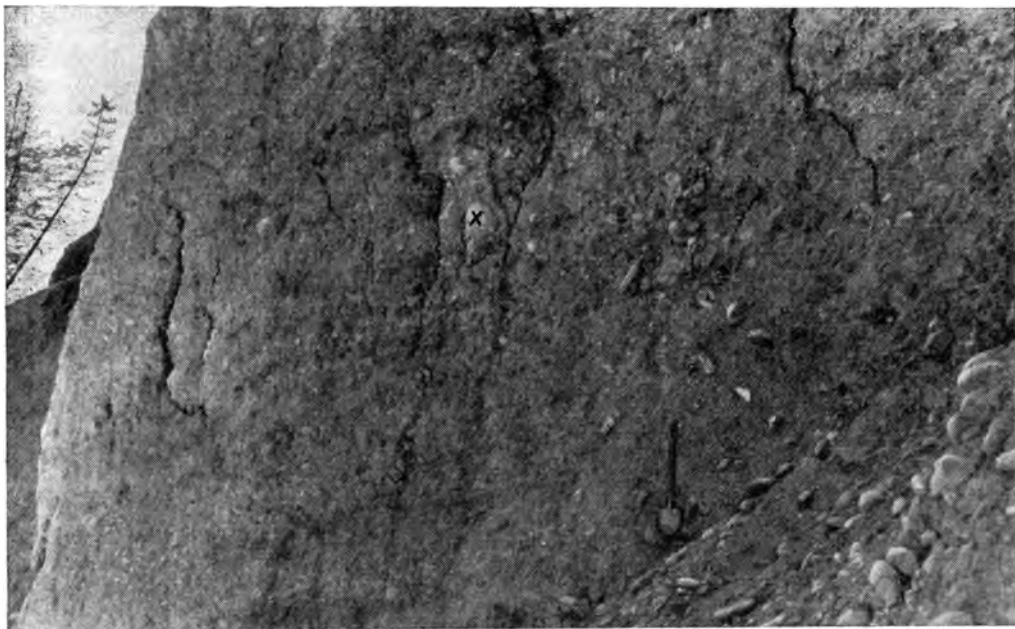
Размеры фракций в мм						
>2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,001
—	1	7	36	25	21	10
—	5	15	35	16	18	11
3	4	3	8	23	39	20
—	—	1	6	35	39	19
1	5	13	36	21	11	13
1	9	20	35	13	8	14
—	2	6	31	30	15	16
—	—	—	—	3	49	48
—	—	1	5	12	40	42
—	—	—	5	29	28	38
—	—	—	—	18	52	30
—	—	—	—	1	62	37
—	—	—	—	5	42	43
—	—	—	—	—	52	48
—	—	—	1	27	43	29
—	—	—	—	25	40	35
—	—	—	4	3	48	45
—	2	3	8	6	3	78

галечным материалом (темно-бурых), и слоев преимущественно песчано-гравийных (светло-бурых). Слоистость субгоризонтальная, с отдельными грубыми косослойными пачками (фиг. 29). Мощность последних составляет от 1,5 до 3,0 м, длина 8—10 м. В них видна четкая послойная дифференциация материала — от гравийно-галечного до песчано-алевритового. Имеются также небольшие (0,5—0,6 м) прослои тонких алевроитов и глин, имеющих на свежей поверхности сизовато-серый или слабо буроватый цвет.

В расположении валунов и галек повсеместно в толще отмечается определенная ориентировка, выражающаяся в субгоризонтально-черепитчатом расположении длинных осей галек (фиг. 30), с преимущественным простираем их на ВСВ 55—60° и падением под углом 10—15° на ЗЮЗ (обратным к направлению течения реки). Для сравнения укажем, что розы ориентировки обломков в перекрывающей толще флювиогляциальных валунников нижнего плейстоцена выражены менее четко, а в верхнеплейстоценовой морене, слагающей самую верхнюю часть обнажения, ориентировка обломочного материала отсутствует полностью.

Гальки и валуны в эоплейстоценовых галечниках отличаются от галек и валунов вышележащих ледниковых толщ значительно меньшей крупностью. Преобладают гальки и валуны от 6—10 до 15—20 см, максимум до 1,0 м. Причем, их размер четко уменьшается вниз по долине. Окатанность средняя и хорошая, преобладают удлинено-округлые и плоско-округлые гальки, однако вследствие большого содержания выветрелого материала отмечается много (до 20%) колотой и треснутой гальки. В обнажениях по р. Кысхыштубек встречаются прослои грубых щебней пролювиального типа.

Галечный материал верхнеэоплейстоценовых отложений состоит только из местных пород, развитых в Курайском хребте. Преобладают ме-



Фиг. 29. Слоистость в отложениях башкаусской свиты по р. Кубадру. Крестиком показано место находки остатков флоры

таморфические сланцы, гнейсы, граниты, гранодиориты, роговики, яшмоиды. В горизонте содержится до 30% выветрелых галек и валунов, большинство которых приурочено к его нижним частям. Наряду с выветрелыми, рассыпающимися в мелкую крошку и дресву гальками, имеются валуны и гальки лишь с поверхности (на несколько миллиметров) выветрелые, обладающие ярко-бурой и светлой оторочкой, резко отличающейся от цвета «свежей» породы их центральной части (фиг. 31). Имеются совсем крепкие гальки, не затронутые выветриванием. Как показывают статистические наблюдения, можно подобрать любую петрографическую разность валунов — от совсем выветрелых и рыхлых до абсолютно свежих. Поэтому нельзя согласиться с Н. А. Ефимцевым (1961), объясняющим разную степень сохранности валунно-галечного материала процессами избирательного выветривания. Вероятнее его второе предположение, что при формировании эоплейстоценовых осадков были захвачены потоками и «переработаны» в валунно-галечный материал породы разной степени выветрелости — от совсем «свежих» до выветрелых, но еще способных переноситься в водном потоке. Перенос такого выветрелого материала в мерзлом состоянии, как это предполагают сторонники ледникового генезиса толщи, вряд ли возможен, так как колебания низких температур должны привести к дальнейшему разрушению выветрелых обломков полиминеральных пород.

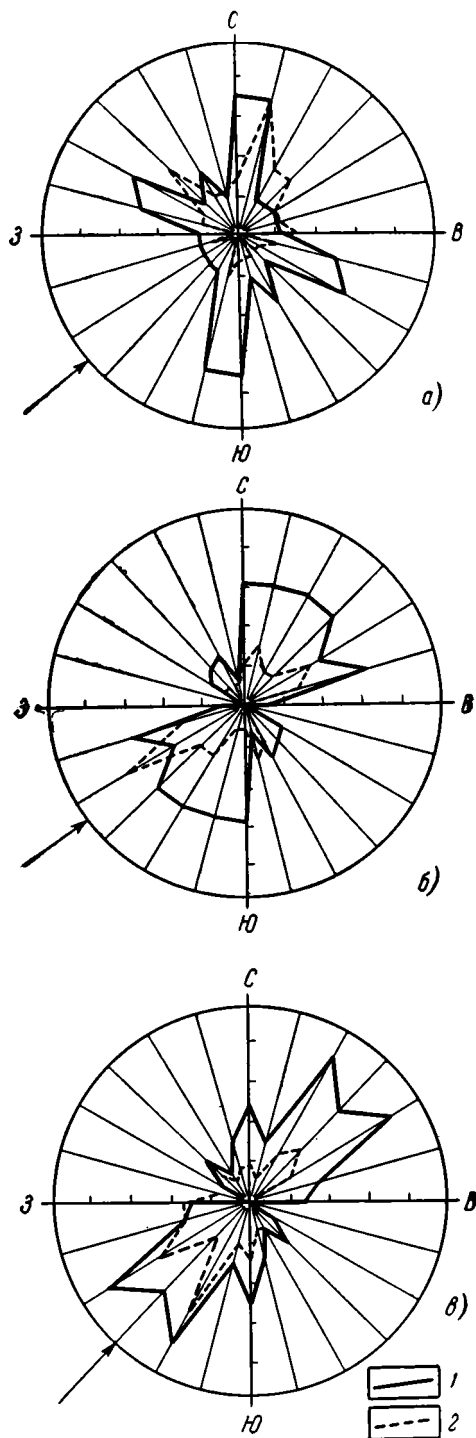
Минеральный состав песчано-алевритовых пород башкаусской толщи полностью отвечает составу галечного материала. Пески и алевриты состоят из зерен кварца, полевых шпатов, слюд, обломков гранитов, сланцев, кварцитов. Тяжелая фракция характеризуется большим процентом выхода и высоким содержанием роговой обманки и эпидота (табл. 10).

Глинистый материал пород башкаусской свиты был подробно изучен И. Г. Лискун (1963). Ему было установлено, что он является полиминеральным и в его состав входят гидрослюды, каолинит и монтмориллонит (фиг. 32). В шлифах отчетливо видно, что каолинит и гидрослюды при-

сутствуют в виде мельчайших терригенных частиц. Кроме того, гидрослюды как новообразования развиваются в самом осадке при изменении терригенных частиц биотита. Монтмориллонит же является целиком аутигенным минералом и возникает в результате диагенетических изменений слюдистых и гидрослюдистых частиц. В шлифах удастся проследить все стадии перехода свежего биотита в монтмориллонит. Монтмориллонит обволакивает также обломочные зерна в виде ясно поляризующих ленточных агрегатов и дает полные псевдоморфозы по обрывкам корешков.

Все породы башкауской свиты характеризуются повышенным содержанием растворимого железа, которое обуславливает их желтовато-бурую окраску (табл. 11). Основная масса железа является терригенной, что, видимо, связано с размывом коры выветривания в области сноса. Гидроокислы железа приносились в виде тонкой взвеси вместе с обломочным материалом. Большая часть железа присутствует в трехвалентной форме, но постоянно имеется и двухвалентное железо, которое образуется в процессе диагенетического преобразования осадков, при окислении растительного детрита. Оно обычно приурочено к алевроитовым и глинистым прослоям, которые благодаря этому приобретают зеленовато-серый цвет. Среднее содержание окислов железа составляет 6,1 %.

Палеонтологически отложения башкауской свиты почти не охарактеризованы. Е. Н. Шукина (1953) указывает на наличие в одном образце из прослоя песка пыльцы древесных пород (84 %): сосны (*Pinus silvestris* и *P. sibirica*) — 75 %, ели — 21 %, березы — 4 %. Среди травянистых отмечены: Graminae, *Carex*, Chenopodiaceae, Compositae, *Artemisia*, Caryophyllaceae. Кроме того, в указанном образце были встречены единичные зерна третичной пыльцы.



Фиг. 30. Розы ориентировки длинных осей (1) и азимута падения (2) галек.

а — в морене (Q_3^{gl}); б — в водно-ледниковых валунниках (Q_2^{flg}); в — в пролювиально-аллювиальных отложениях башкауской свиты (Q_4^{bsch}). Стрелкой обозначено направление сноса. Обнажение по р. Кубадру



Фиг. 31. Выветрелые гальки гранитов (а) и кварцитов (б) в отложениях башкаусской свиты по р. Кубадру

И. Г. Лискун (1963) указывает, что песчано-алевритовые прослои значительно обогащены органическим веществом растительного происхождения. Оно встречается как в виде мелких обрывков и углистой пыли, так и в виде крупных остатков растительной ткани с сохранившимся клеточным строением. В одной из алевритовых линз на плоскостях напластования ею были обнаружены остатки обугленных растений размером до 10 см и мелкие округлые радиально-лучистые известковистые водоросли.

По определению В. П. Маслова (Лискун и Маслов, 1964), эти водоросли являются мутовчатыми сифонейми и относятся к семейству Dasycladaceae. По своему строению новый вид сифоней (*Goniolinites hemisphaerica* Maslov sp. nov.) весьма близок пресноводным водорослям *Diplo-rundus rugosus* (Wagner) Wock, встреченным совместно с теплолюбивой флорой. В. П. Маслов указывает, что эту водоросль нельзя считать перетолженной вследствие хрупкости и тонкостенности ее известковистого чехла.

Литологический состав и залегание отложений башкаусской свиты в долинах рек Кубадру и Кысыштубек позволяют судить об условиях

Таблица 10

Минеральный состав тяжелой фракции (размер частиц 0,1—0,01 мм) отложенный башкаусской свиты (в %)

Выход тяжелой фракции, %	Рудные	Эпидот	Пироксен	Роговая обманка	Биотит	Гранат	Сфен	Турмалин	Циркон	Титановые минералы
6,4	20,0	35,2	5,0	20,0	16,0	1,3	Ед. з.	Ед. з.	2,5	—
12,6	31,4	10,2	6,6	29,0	4,2	2,2	—	2,2	10,0	4,2
6,4	27,3	27,2	14,3	9,1	3,9	1,3	3,9	5,2	3,9	3,9
1,8	27,0	39,0	14,0	13,0	7,0	8,0	1,0	7,0	7,0	7,0
3,1	22,6	24,0	5,5	26,7	13,1	—	Ед. з.	2,0	2,7	3,4
7,8	20,0	29,9	12,0	28,6	1,9	—	0,6	1,3	4,4	1,3
0,61	25,0	38,9	11,2	12,5	3,7	2,5	—	—	2,5	3,7
3,5	27,2	29,3	17,2	15,5	2,7	—	Ед. з.	Ед. з.	1,8	6,3
6,1	30,0	45,6	11,0	16,5	2,2	—	—	2,2	2,0	5,5
8,1	11,4	22,8	14,7	22,8	17,0	—	—	Ед. з.	4,5	6,8
9,9	6,2	7,8	Ед. з.	59,4	26,6	—	—	—	Ед. з.	Ед. з.
11,4	23,4	25,0	21,9	17,2	12,5	—	—	—	» »	» »
6,9	16,9	23,1	18,6	24,7	6,1	—	—	3,1	» »	7,7

Таблица 11

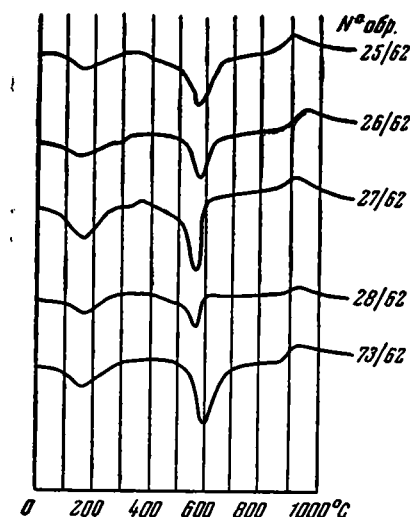
Содержание растворимого железа в породах башкаусской свиты (в %)

Порода	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃ +FeO	Порода	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃ +FeO
Цемент галечника	5,4	0,51	5,91	Цемент галечника	4,3	0,9	5,2
То же	5,0	0,13	5,13	То же	5,1	0,77	5,87
» »	7,1	0,25	7,35	» »	4,6	—	4,6
» »	5,3	1,3	6,6	Песок	6,1	0,9	7,0
» »	6,0	0,4	6,4	Алеврит	6,9	—	6,9
» »	5,7	1,0	6,7	То же	4,7	0,4	5,1
» »	5,0	0,25	5,25	» »	5,3	0,9	6,2
» »	7,1	0,9	8,0	Песок	5,3	1,0	6,3
» »	4,0	1,4	5,4	Глинистый алеврит	4,9	1,6	6,5

накопления и их генезисе. Эти отложения являются аллювиальными, частично пролювиальными образованиями, накопившимися в тектонической депрессии, вытянутой вдоль подножия Курайского хребта в период интенсивных неотектонических движений верхнего эоплейстоцена. В составе отложений принимают участие продукты древней, видимо, палеогеновой коры выветривания. Климатические условия времени накопления отложений башкаусской свиты были умеренно-теплыми и относительно влажными, на что указывает значительная диагенетическая переработка глинистого вещества и присутствие в осадках растительного детрита и пыльцы. Все это, естественно, не позволяет считать эти отложения ледниковыми и допускать существование оледенения во время накопления башкаусской свиты.

Бурые галечники башкаусской свиты встречаются также в долине р. Башкаус ниже устья р. Кубадру, где у устья р. Турала они достигают мощности 10 м.

Отложения башкаусской свиты Улаганской котловины уверенно сопоставляются с аналогичными отложениями Чуйской котловины. Как здесь, так и там этот горизонт имеет четкую верхнюю границу, залегающая под ледниковыми осадками максимального оледенения. Отложения верхнего эоплейстоцена, выраженные в одних и тех же аллювиальных фациях (реки Чаган, Кызыл-Чин, Кубадру, Кысхыштубек, Мугун-Бурень) литологически полностью сходны между собой. Следует отметить, что нижняя возрастная граница эоплейстоценовых галечников по р. Кубадру не определена строго, поскольку нет подстилающих отложений бекенской свиты. Однако их литологическое сходство и стратиграфическое положение позволяет признать приведенное сопоставление в настоящее время наиболее верным.



Фиг. 32. Термокривые глинистой фракции песков и алевритов башкаусской свиты по р. Кубадру

бекенской подсвитой, помещают в нижний плейстоцен. Они считают, что выветрелость галечниковых отложений по р. Кубадру связана с последующими эпигенетическими процессами выветривания, «наложившимися» на эту древнюю морену в межледниковое (миндель — рисс) время. Однако фактический материал по всем горным районам Южной Сибири не позволяет говорить о «среднеплейстоценовой (нижнеплейстоценовой, по схеме В. И. Громова и др.) «эпохе интенсивного выветривания в условиях теплого и сухого (?) климата» (стр. 234). Весь ход геологической истории плейстоцена, уже достаточно подробно выясненной для Азиатской части Союза ССР, противоречит такому предположению. Таким образом, ошибочное определение генезиса отложений башкаусской свиты по р. Кубадру как ледниковых привело указанных исследователей и к ошибочным стратиграфическим и палеогеографическим построениям.

Возраст башкаусской свиты достаточно надежно определяется ее стратиграфическим положением в разрезах по рекам Кызыл-Чин, Чаган, Кубадру и другим между средним эоплейстоценом (бекенская свита) и рисским ярусом плейстоцена, что дает основание относить его к верхнему эоплейстоцену (нижнему плейстоцену схемы 1932 г.).

Исходя из отсутствия верхнеэоплейстоценовых морен и синхронных им осадков водно- или озерно-ледникового генезиса, мы не можем говорить и о древнейшем оледенении Горного Алтая. Имеющиеся данные по литологии осадков, позволяющие восстанавливать физико-географические условия их формирования, и палинологические материалы не указывают на климат ледникового времени. Как показывает О. М. Адаменко (1963), в предгорьях Алтая также не имеется данных о существенном

Н. А. Ефимцев (1961₂) считает толщину по р. Кубадру также эоплейстоценовой, сравнивая ее со всей бекенской свитой Г. Ф. Лунгераузен и О. А. Раковец (1958). Из этого сопоставления им делается вывод о верхнеплейстоценовом (т. е. о более древнем, чем предполагают указанные авторы) возрасте этого горизонта.

В более поздней работе Г. Ф. Лунгераузен и О. А. Раковец (1961₂) выделяют в эоплейстоцене еще терекскую свиту, а «древнюю морену Кубадру», ранее сопоставленную ими с верхнебекенской подсвитой, помещают в нижний плейстоцен. Они считают, что выветрелость галечниковых отложений по р. Кубадру связана с последующими эпигенетическими процессами выветривания, «наложившимися» на эту древнюю морену в межледниковое (миндель — рисс) время. Однако фактический материал по всем горным районам Южной Сибири не позволяет говорить о «среднеплейстоценовой (нижнеплейстоценовой, по схеме В. И. Громова и др.) «эпохе интенсивного выветривания в условиях теплого и сухого (?) климата» (стр. 234). Весь ход геологической истории плейстоцена, уже достаточно подробно выясненной для Азиатской части Союза ССР, противоречит такому предположению. Таким образом, ошибочное определение генезиса отложений башкаусской свиты по р. Кубадру как ледниковых привело указанных исследователей и к ошибочным стратиграфическим и палеогеографическим построениям.

климатическом похолодании в это время. Все это полностью исключает вероятность древнейшего эоплейстоценового оледенения, размеры которого приближались бы к размерам плейстоценовых оледенений.

Сопоставление эоплейстоценовых отложений Алтая и смежных территорий

Отложения эоплейстоцена Юго-Восточного Алтая достаточно уверенно сопоставляются с одновозрастными отложениями смежных территорий. Это относится в первую очередь к сопоставлению эоплейстоцена в целом, что основывается на одинаковом стратиграфическом положении, палеонтологической характеристике и литологии осадков. Более дробное (ярусное) расчленение эоплейстоцена и его детальное сопоставление ввиду недостаточной изученности ряда районов еще не всегда возможны.

В Рудном Алтае, согласно И. С. Чумакову (1957, 1961, 1963₁), на размытой поверхности глин павлодарской свиты залегают галечно-песчаные и щебенчато-глинистые отложения аллювиального и делювиально-пролювиального генезиса, относимые им к вторушкинской свите верхнего плиоцена. Эти осадки характеризуются в нижних частях разреза красновато-бурой, в верхах — светло-бурой окраской и бывают, как правило, приурочены к краевым частям межгорных котловин, где достигают значительной мощности. В центральных частях погребенных долин и межгорных депрессий преобладают осадки аллювиального и аллювиально-озерного генезиса — галечники, пески, мергелистые глины и алевролиты. Отмечается частая загипсованность и карбонатность пород. В отложениях вторушкинской свиты содержится богатая фауна грызунов: *Miomys cf. pliocenicus* Maj., *Miomys cf. pussillus*, *Parapodemus cf. mirabilis* Schew., *Katamys* sp., *Cseria* sp., *Hypolagus* sp., *Pliomis* sp. Указанные формы, по данным М. Кретцоя и И. М. Громова, соответствуют виллафранку Западной Европы (верхний плиоцен).

Интересно также отметить сходство пресноводной малакофауны вторушкинской и верхов кызылгирской свит. Из 20 видов моллюсков, определенных Я. И. Старобогатовым в верхнеплиоценовых отложениях Зырянского района,¹³ встречаются и в эоплейстоцене Юго-Восточного Алтая. Причем, наряду с видами европейского происхождения отмечаются и восточноазиатские виды (*Polypulvis*). Это напоминает смешанный характер малакофауны низов кызылгирской свиты и подтверждает, что граница ареала восточноазиатских моллюсков в эоплейстоцене была расположена значительно западнее, чем в настоящее время (Девяткин и Старобогатов, 1961). Один из видов унионид (*Unio protractus* Lindh.), известный из нижнепоратских отложений, встречается как в кызылгирской, так и во вторушкинской свитах.

Сравнение палинологических материалов из отложений кызылгирской и вторушкинской свит показывает, что в отложениях последней преобладает в общем пыльца травянистых (51—62%). Среди пыльцы древесных пород доминирует пыльца сосен (включая *Pinus sibirica*), ели, меньше пихты, березы, дуба, вяза. И. С. Чумаков считает, что характер растительности позволяет предполагать наличие высотной зональности в условиях расчлененного и приподнятого рельефа, что вполне согласуется с материалами по Горному Алтаю.

Отложения вторушкинской свиты на Рудном Алтае несогласно перекрываются плотно сцементированными карбонатными верхнегобийскими конгломератами нижнего плейстоцена. Они, вероятно, в какой-то своей части соответствуют башкаусской свите, выделенной на Юго-Восточном Алтае, хотя литологически и отличаются от нее.

В Центральном Казахстане отложения нижнего и среднего эоплейстоцена (верхи среднего — верхний плиоцен) К. В. Никифоровой (1961)

выделяются в кеншагырскую свиту, представленную галечниками, слюдистыми песками, алевритами и известковистыми глинами, имеющими желто-бурую и красно-бурую окраску. Эти осадки с резким размывом залегают на поверхности более древних кайнозойских образований. В центральных частях депрессий отложения свиты становятся карбонатными и достигают значительной мощности.

По своему стратиграфическому положению и характерным литофаціальным изменениям отложения кеншагырской свиты сходны с породами кызылгирской и бекенской свит Юго-Восточного Алтая. Это достаточно уверенно подтверждается и палеонтологическими материалами.

Так, стратиграфическими аналогами кеншагырской свиты в Северном Казахстане К. В. Никифорова считает кустанайскую свиту и бетекейские слои. Состав фауны пресноводных моллюсков в бетекейских слоях весьма близок составу фауны в верхней части кызылгирской свиты: она относится к левантинскому типу и имеет своих ближайших аналогов в среднем — верхнем левантине Юго-Восточной Европы. Причем, такие виды, как *Unio stolizckai*, *U. protractus*, *U. mugodjaricus* встречаются как в кызылгирской свите, так и в бетекейских слоях. В последних совместно с фауной левантинских унионид встречается фауна млекопитающих, среди которых определены *Equus* sp., *Hipparion* sp., *Camelus praebactrianus* Orl., *Paracamelus* sp. Как указывает Е. В. Никифорова, подобный состав фауны отвечает, скорее всего, среднему — верхнему плиоцену (низам эоплейстоцена). Отложения кеншагырской свиты с размывом перекрываются верхнеобийскими конгломератами верхнего (миндельского) яруса эоплейстоцена.

Стратиграфические аналоги выделенных в Юго-Восточном Алтае эоплейстоценовых горизонтов должны иметь место и в Зайсанской впадине. Однако ввиду отсутствия в настоящее время четкого палеонтологического обоснования верхней части разреза неогена и низов плейстоцена этого района наши сопоставления базируются лишь на литологическом сходстве пород, их положении в разрезе и являются условными. Как отмечает В. К. Василенко (1957), в опорной скважине в Зайсанской впадине наблюдается как «глинисто-песчаная толща миоцена, преимущественно зеленовато-серого цвета, вверх по разрезу сменяется мощной свитой красно-бурых глин, алевритов, песчаников и конгломератов...» (стр. 264). Напомним, что подобная литологическая смена пород неогена и эоплейстоцена характерна и для центральных частей Чуйской впадины Горного Алтая. В. К. Василенко подразделяет эту единую толщу на две свиты — калмакпайскую (с двумя подсвитами) и карабулакскую. Последняя по окраинам котловины представлена грубыми конгломератами, несогласно залегающими на осадках нижележащих свит. В возрастном отношении калмакпайская свита условно датируется нижним — средним плиоценом, а карабулакская — верхним плиоценом. В ранее предложенной стратиграфической схеме К. В. Курдюкова и Смеловской (1954) эти отложения выделялись соответственно в верхне-тарбагатайскую свиту среднего (?) плиоцена и толщу верхнеобийских конгломератов верхнего плиоцена — нижнего плейстоцена.

Б. А. Борисов (1963) датирует карабулакскую свиту средним — верхним плиоценом и указывает на присутствие в ней остатков гиппарионов и слонов (определения В. Е. Гарутта). В 1963 г. И. Г. Лискун, А. С. Стекловым и автором данной работы из отложений карабулакской свиты была собрана фауна млекопитающих (носорогов, газелей, поздних гиппарионов), которая, по предварительному заключению Э. А. Вангенгейм, относится к раннему эоплейстоцену (среднему — верхнему плиоцену).

В предгорьях Алтая и в Бийско-Барнаульской впадине Е. Н. Щуки-

на (1960) подразделяет эоплейстоцен на две части. Нижняя включает в себя нижний и средний ярусы эоплейстоцена и представлена делювиальными красными и бурыми глинами с железистыми стяжениями. В Приобье ему отвечают погребенные под урезом р. Оби аллювиальные и озерные пески и глины с карбонатными конкрециями («дутиковые глины» по А. И. Москвитину). К верхнему эоплейстоцену Е. Н. Шукина относит аллювиальные пески и озерные сизые глины с *Corbicula fluminalis* Müll. Из этого же горизонта происходят находки *Elasmotherium sibiricum*. Отложения верхнего эоплейстоцена Приобья Е. Н. Шукина (1960) и А. И. Москвитин (1960) считают возрастными аналогами древнейших ледниковых отложений горной области. По их мнению, о весьма холодном климате верхнего эоплейстоцена свидетельствуют проявления мерзлоты в виде ископаемых мерзлотных текстур, характер литологии осадков, угнетенный состав фауны моллюсков, а также бедность и ксерофитный характер растительности того времени. Не вдаваясь в подробный разбор приводимых фактов, отметим, что другие исследователи юга Западной Сибири (В. А. Мартынов, И. Г. Зальцман, Б. В. Мизеров, О. М. Адаменко) не разделяют этой точки зрения, считая, что для выделения горизонтов, синхронных древнейшему оледенению в Приобье, нет оснований. На юге Западной Сибири В. А. Мартыновым (1957) и О. М. Адаменко (1963) к верхнему плиоцену — нижнему плейстоцену относятся осадки кочковской свиты. Палеонтологические материалы из этой свиты свидетельствуют об умеренно теплом климате времени ее накопления. Растительность кочковского времени была представлена елово-сосновыми лесами с отдельными широколиственными (*Quercus*, *Carpinus*, *Corylus*, *Tilia*) породами деревьев. Из осадков свиты происходят находки фауны млекопитающих: *Elephas* cf. *meridionalis*, *Paracamelus alutensis*, *Equus* ex gr. *robustus* (Ряпина, 1962).

В горных районах Западной Тувы эоплейстоценовые отложения были подробно изучены Л. Д. Шорыгиной (1957, 1960). Она считает, что для них, как и для эоплейстоцена Горного Алтая, характерно «наличие следов выветривания, которое выражено в виде бурых корок и налетов на поверхности галек, валунов и щебня, а также бурой окраской вмещающего их материала» (1960, стр. 181). Л. Д. Шорыгина выделяет несколько генетических типов эоплейстоценовых отложений. Аллювиальные бурые галечники и пески приурочены к реликтовым участкам гидрографической сети, встречаясь в цоколях высоких террас Хемчика, Енисея и других крупных рек. У подножия горных хребтов, в местах их сопряжения с впадинами преобладают грубообломочные бурые щебнистые толщи пролювия. В центральной высокогорной части хр. Западного Танну-Ола выделяются ледниковые отложения, относимые к наиболее древнему — шалашскому оледенению, сопоставляемому Л. Д. Шорыгиной с башкаусским оледенением Горного Алтая.

Вопрос об эоплейстоценовом оледенении Западной Тувы был рассмотрен Н. А. Ефимцевым (1958, 1961₂), который на основании анализа геоморфологии верховьев р. Шалаш делает заключение об отсутствии бесспорных следов древнейшего оледенения в Западной Туве. К аллювиальным отложениям Н. А. Ефимцев относит бурые ожелезненные галечники, вскрывающиеся в цоколях речных террас.

В Западной Монголии плиоценовые и нижнечетвертичные отложения изучены довольно слабо. По работам Н. А. Маринова (1957) и К. Л. Волочковича (1961) известно, что они представлены песчаниками, конгломератами, бурыми и красными глинами, содержащими фауну млекопитающих *Hipparion* cf. *richthofeni* Cock., *Samotherium* sp., *Gazella paothenensis* Teil., *Camelus* sp., *Mastodon* sp., *Castor* sp., *Chilotherium habereri* Ringst., *Rhinoceros* sp., *Axis* sp.

В более восточных и северо-восточных районах горного пояса Южной Сибири развиты характерные для эоплейстоцена (верхнего плиоцена — низов плейстоцена) ожелезненные песчано-галечные осадки. В Енисейском кряже К. В. Боголеповым (1961) они выделены под названием асташевской свиты. Вдоль сопряжения Восточного Саяна с южной частью Сибирской платформы распространены слоистые светло-желтые и охристые пески, бурые глины и галечники, отнесенные Э. И. Равским (1959) к манзурской свите. Они с несогласием залегают на породах неогена и несут на себе следы «железисто-красноцветного выветривания».

Схема возможной корреляции палеогеновых, неогеновых и

Стратиграфическая схема, принятая автором			Центральный Казахстан (по К. В. Никифоровой, 1960)	Зайсанская впадина (по В. К. Василенко, 1957; В. В. Лаврову и В. С. Ерофееву, 1958, 1963)	Рудный Алтай, Калба (по И. С. Чумакову, 1963)
Система	Отдел	Ярус			
Антропоген	Эоплейстоцен	Верхний	Верхнегобийские конгломераты	Верхнегобийские конгломераты	Верхнегобийские конгломераты
		Средний			
		Нижний	Кеншагырская свита и ее стратиграфические аналоги (кустанайская свита, бетекейские слои) Млекопитающие: <i>Hipparion</i> sp., <i>Equus</i> sp., <i>Camelus praebactrianus</i> , <i>Paracamelus</i> sp. Моллюски левантинского типа: <i>Unio stolizckai</i> , <i>U. protractus</i> , <i>U. mugodjaricus</i> .	Карабулакская свита, Млекопитающие: <i>Hipparion</i> sp. (cf. <i>Proboscoidipparion</i>), <i>Equus</i> sp., <i>Cazella</i> sp. и др.	Вторушкинская свита Млекопитающие: <i>Miomys</i> cf. <i>pliocenicus</i> , <i>Miomys</i> sp., <i>Kaftamus</i> sp., <i>Hypolagus</i> sp., <i>Pliomis</i> sp., <i>Lagurodon</i> sp. и др. Моллюски с отдельными левантинскими (<i>Unio protractus</i>) и азиатскими (<i>Polyphylis</i> sp.) видами
Неоген	Плиоцен	Нижний	Павлодарская свита Млекопитающие: несколько видов <i>Hipparion</i> , <i>Rhinocerotidae</i> , <i>Giraffidae</i> , <i>Cervidae</i> . Моллюски, ostracodes, рыбы	Калмакпайская свита, сарыбулакские слои Млекопитающие: <i>Stephanocervus</i> sp.	Павлодарская свита Млекопитающие: <i>Hipparion</i> sp., <i>Chilotherium</i> sp., <i>Machairodus</i> sp., <i>Giraffidae</i> , <i>Mastodon</i> sp.
		Верхний			
	Миоцен	Средний	Аральская свита Млекопитающие: <i>Aralotherium prochorovi</i> , <i>Aceratherium depereti</i> , <i>Brachiopotherium gailiti</i> , <i>Mastodon</i> sp.	Акжарская свита Моллюски: <i>Gyraulus keideli</i> , <i>Hippetus minutus</i> . Рыбы	Аральская свита
		Нижний			
Палеоген	Олигоцен	Верхний	Чаграйская и асказансорская свиты	Ашутасская свита	Чаграйская свита
		Средний			

¹ Сборы И. Г. Лискун, А. А. Стеклова и автора в 1963 г.

² По Логачеву и Поповой, 1963.

С этим временем, как указывает Э. И. Равский, связан новый цикл тектонического развития области, новая фаза в развитии растительного и животного мира.

Отложения эоплейстоцена, развитые в межгорных впадинах Прибайкалья и Забайкалья, изучались В. В. Ламакиным, Н. А. Логачевым, В. И. Павловским, Н. А. Флоренсовым. Их наиболее полную стратиграфическую схему предложил в последнее время для ряда впадин Э. И. Равский совместно с В. Г. Гербовой (1961) и с Л. В. Голубевой (1960). Эти авторы выделяют в эоплейстоцене Тункинских впадин три разновозрастных горизонта.

Таблица 12

эоплейстоценовых отложений горного пояса Южной Сибири

Юго-Восточный Алтай (по Е. Н. Шукной, 1960; Г. Ф. Лунгерсгаузену и О. А. Раковец, 1958; Е. В. Девяткину, 1962)	Западная и Центральная Тува (по Л. Д. Шорыгиной, 1957, 1960; Н. А. Ефимцеву, 1961)	Западная Монголия (по Н. А. Маринову, 1957; К. Л. Волочковичу, 1961)	Енисейский край (по К. В. Боголепову, 1961)	Южная часть Сибирской платформы (по Э. И. Равскому, 1959)	Западное Забайкалье (по Э. И. Равскому и В. Г. Гербовой, 1961; Л. В. Голубев и Э. И. Равскому, 1962; Н. А. Флоренсову, 1960; Г. Г. Мартинсону, 1961 и др.)
Башкауская свита					«Озерно-болотная толща» Млекопитающие: <i>Rhinoceros mercki</i> , <i>Equus mosbachensis</i>
Бекенская свита Моллюски, остракоды, рыбы, хары <i>Rhinoceros</i> sp.					«Туфогенно-осадочная толща» Млекопитающие: <i>Equus</i> cf. <i>sapientiensis</i>
Кызылгирская свита В верхней части содержатся млекопитающие <i>Hipparion</i> sp. (cf. <i>Proboscoidipparion</i>) Моллюски левантинского типа (<i>Unio stolizckai</i> , <i>U. craiovensis</i> , <i>U. recurvus</i> , <i>U. protractus</i> , <i>U. mugodjaricus</i>) В нижней части — моллюски восточноазиатского типа (роды <i>Sinataia</i> , <i>Bajcaia</i>)	Красноцветные конгломераты, галечники, пески	Песчаники, конгломераты, галечники	Асташевская свита	Манзурская свита	«Охристая толща» Млекопитающие: <i>Hipparion</i> sp. (cf. <i>Proboscoidipparion</i>), <i>Gazella</i> ex gr. <i>sinensis</i> , <i>Miomys</i> ex gr. <i>redit-pusillus</i>
Туерыкская свита Моллюски: <i>Radix grabaui</i> (Ping.), <i>Viviparus barboti-megarensis</i> . Рыбы, остракоды	Мергели Убсанурской впадины Моллюски: <i>Viviparus</i> aff. <i>barboti</i> Млекопитающие: <i>Hipparion</i> sp., <i>Gazella</i> sp. Рыбы, остракоды	Хараусская свита (убсанурские слои) Млекопитающие: <i>Chilotherium haberi</i> , <i>Hipparion</i> cf. <i>richthofeni</i> , <i>Gazella paotchensis</i> Моллюски, рыбы	Кирнаевская свита	Баяндайская свита Моллюски: <i>Radix grabaui</i> (Ping.), <i>Hippetus minutus</i> , <i>Gyraulus keldi</i>	Существенно мергельная (баяндайская) ¹ толща Моллюски: <i>Radix grabaui</i> (Ping.) <i>Gyraulus keideli</i> , <i>Planorbis juongi</i>
Кошагачская свита Моллюски: <i>Cipangopaludina</i> cf., <i>lecythoides</i> , <i>Tulotoma</i> aff. <i>tulotomoides</i>			Бельская свита		Существенно угленосная (танхойская) ² толща Моллюски: <i>Tulotoma tulotomoides</i> , <i>Cipangopaludina</i> sp.
Карачумская свита	«Нижний обломочный горизонт»			Ользонская свита	Переотложенные продукты коры выветривания

К нижнему эоплейстоцену относится грубообломочная, «охристая» толща. В ней в ряде местонахождений Западного Забайкалья была собрана фауна млекопитающих: *Proboscideipparion* sp., *Gazella sinensis*, *Mitomys* ex gr. *redipusillus*, *Prosipheneus* cf. *joungi*. Л. В. Голубева и Э. И. Равский (1960) указывают, что вся эта фауна довольно определенно отмечает стратиграфическое тождество вмещающих ее отложений с нижнесанменской свитой территории северной части Китайской Народной Республики. Следует заметить, что в настоящее время большинство китайских геологов считает эту свиту эквивалентом европейского виллафранка.

К среднему эоплейстоцену Э. И. Равским относится «туфогенно-осадочная» толща, которой, видимо, соответствуют средние части разреза горы Тологой, откуда происходят остатки *Equus* cf. *sanmeniensis*.

Из озерно-болотных отложений верхов эоплейстоцена имеются находки остатков *Rhinoceros mercki*, *Equus* cf. *mosbachensis*.

Нижние части разреза эоплейстоцена Тункинской впадины литологически и по характеру спорово-пыльцевых спектров также весьма сходны с низами эоплейстоцена Юго-Восточного Алтая. Как отмечают Э. И. Равский и Л. В. Голубева (1960), растительность того времени была представлена хвойными породами, главным образом различными видами сосен. Значительное место (до 10%) занимала также и тсуга. Отмечается присутствие единичных зерен пыльцы широколиственных пород — липы, вяза, ореха. Верхние горизонты эоплейстоцена содержат спектры разреженного хвойного леса с присутствием кедра, ели, березы, отмечается первое появление лиственницы. Широколиственные породы деревьев почти полностью исчезают.

Как показано в кратком сопоставлении, отложения эоплейстоцена, развитые на территории горного пояса Южной Сибири, от Казахстана на западе до межгорных впадин Забайкалья, характеризуются целым рядом специфических особенностей.

Эоплейстоценовые осадки обычно с несогласием залегают на дислоцированных породах неогена и палеогена. Они более грубые, чем подстилающие преимущественно глинистые озерные толщи. Особенно контрастно эти различия проявляются в горных районах, где в эоплейстоцене преобладают грубообломочные «орогенические» фации пролювия. Такая смена осадков является отражением крупного тектонического этапа в развитии обширной территории юга Сибири.

Второй общей особенностью эоплейстоценовых отложений является их буроцветность, обусловленная значительным содержанием в них железа, что связано в первую очередь с интенсивным разрушением до-неогеновой коры выветривания и участием ее переотложенных продуктов в отложениях эоплейстоцена. Климат нижней половины эоплейстоцена был еще достаточно теплый, и лишь в верхах эоплейстоцена намечается увеличение его континентальности.

Схема возможной корреляции третичных и эоплейстоценовых отложений Южной Сибири приведена в табл. 12.

ПЛЕЙСТОЦЕН

Плейстоценовые отложения литологически достаточно резко отличаются от эоплейстоценовых. В них отсутствуют следы выветривания и ожелезнения пород, они имеют преимущественно серую и палево-серую окраску. Осадконакопление этого времени было теснейшим образом связано с оледенением, предопределившим условия формирования отложений как в ледниковых, так и во внеледниковых районах Юго-Во-

сточного Алтая. Стратиграфическое расчленение плейстоценовых отложений сопряжено с большими трудностями ввиду литологического сходства разновозрастных горизонтов и почти полного отсутствия в них палеонтологических остатков, кроме спор и пыльцы, которые в общем весьма слабо изменяются на протяжении всего плейстоцена. Поэтому в основу стратиграфического расчленения плейстоценовых отложений был положен комплекс методов: геоморфологический, литолого-фациальный и палеонтологический.

Существующие стратиграфические схемы плейстоцена Горного Алтая основываются главным образом на ледниковых областях, в которых выделяются разновозрастные горизонты морен. С ними коррелируются отложения, развитые в перигляциальной и экстрагляциальной зонах. В 1953 г. Е. Н. Шукина предложила схему расчленения плейстоцена, выделив три ледниковых горизонта — катунский (среднеплейстоценовый), майминский и аккемский или чибитский (верхнеплейстоценовые). В работе 1960 г. Е. Н. Шукина отнесла к верхнему плейстоцену чибитский, аккемский и мёнский горизонты, а катунский и майминский — к среднему плейстоцену. В стратиграфических схемах Г. Ф. Лунгерсгаузена и О. А. Раковец (1958), О. А. Раковец и Г. А. Шмидт (1963) выделяются три разновозрастных ледниковых горизонта: нижнеплейстоценовый, среднеплейстоценовый (максимальный) с двумя стадияльными моренами и верхнеплейстоценовый (постмаксимальный). Н. А. Ефимцев (1958, 1961) отмечает следы двух оледенений: первого, древнего, относящегося ко второй половине среднего плейстоцена, и второго, верхнеплейстоценового оледенения с одной стадией отступления.

Нижний (русский) ярус плейстоцена

Отложения нижнего плейстоцена разделяются нами на два горизонта. Нижний из них отвечает доледниковому времени, верхний относится ко времени максимального оледенения.

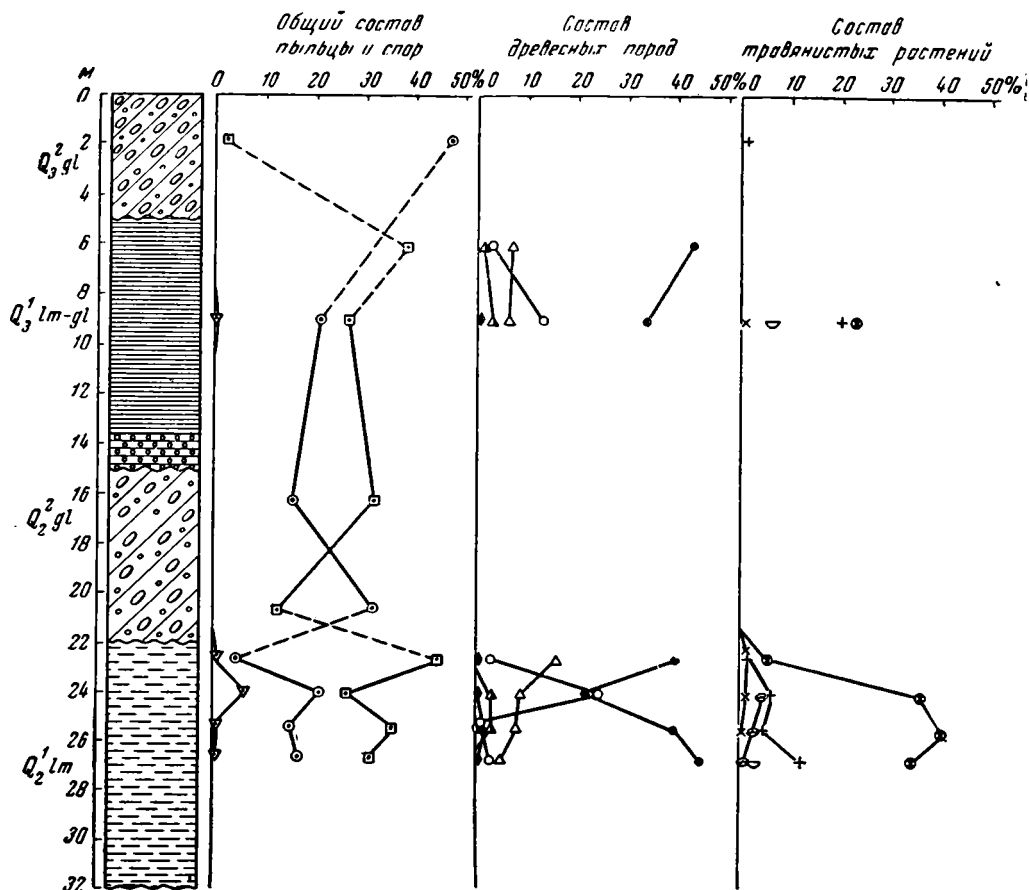
Нижняя часть нижнего плейстоцена (доледниковый горизонт — Q_2^1)

К образованиям этого возраста относятся маломощные песчано-гравийные отложения, изредка встречающиеся в эрозионных долинах под моренными и флювиогляциальными осадками времени максимального оледенения. Они сохранились лишь по периферии древнего оледенения и отсутствуют в самой ледниковой области, что связано со значительной экзарационной деятельностью ледников. Выделение предледниковых отложений представляет известные трудности в связи с тем, что литологически они близки к некоторым фациям ледниковых осадков, и лишь залегание под ледниковыми толщами и характерные спорово-пыльцевые спектры позволяют отделить их от отложений ледникового комплекса.

В северной части изученной территории (бассейн р. Башкаус) доледниковые отложения залегают на дне эрозионных долин и перекрываются отложениями ледникового комплекса нижнеплейстоценового и верхнеплейстоценового времени. Примером такого разреза может служить обнажение, описанное Г. А. Шмидт в 2 км выше устья р. Тускуль (левый приток р. Башкаус), где сверху вниз обнажаются:

Мощность, м

Q_2^1 gl 1. Моренные суглинки светло-серые, переполненные крупными валунами и плохо окатанными гальками	5
Q_3^{1m} —gl 2. Глины и алевроиты светло-серые, ленточно-слоистые, плитчатые, плотные, с прослоями и линзами песков и мелкого гравия с галькой метаморфических сланцев.	10



Фиг. 33. Спорно-пыльцевая диаграмма доледниковых нижнеплейстоценовых отложений (22—32 м), ледниковых (0—5 м) и водно-ледниковых (5—15 м) верхнеплейстоценовых отложений разреза по р. Тускуль. Материал Г. А. Шмидт, анализ О. В. Матвеева. Условные обозначения см. на фиг. 6

$Q_3^2 gl$ 3. Валунники крупные (до 2 м в диаметре) плотно сгруженные, вся-
ма слабо окатанные. Заполнитель светло-серый суглинок и песок . . 7

$Q_2^1 lm-gl$ 4. Алевриты и пески горизонтально-слоистые серые пылеватые,
известковистые, с включением мелкого (3—5 см) слабо окатанного
гравия и гальки алевролитов и хлорит-серицитовых сланцев . . 10 (видимая)

Палинологическое исследование описанного разреза, проведенное О. В. Матвеевой, показало значительное содержание пыльцы в нижнем слое песков и алевритов (фиг. 33). В основном она принадлежит древесным породам (до 45%), причем преобладает пыльца кедра (23—45%), много березы (до 25%), присутствует ель (6—18%) и пихта (до 5%). Такой тип спектра говорит о преобладании темнохвойных пород во время накопления нижнего горизонта. Это подтверждается нахождением в этом же слое спор папоротника, не разносящихся обычно далеко от продуцирующего их растения.

Указанный состав пыльцы и спор позволяет предполагать, что климат того времени был достаточно умеренный и во всяком случае, более теплый и влажный, чем в ледниковое время. Присутствие пыльцы эфедры, полыни и лебедовых может объясняться особенностями горно-

го расчлененного рельефа, когда на склонах южной экспозиции могли существовать растительные ассоциации горных степей.

Таким образом, по условиям залегания озерно-аллювиальных отложений слоя 4 под ледниковыми осадками и по данным палинологического анализа они могут быть отнесены к предледниковым. Как указывает О. В. Матвеева (1960), такие же, но еще более теплые климатические условия существовали в предледниковое время в предгорьях Алтая.

Предледниковые отложения вскрываются также в разрезе у пос. Беле на правом берегу Телецкого озера. Этот разрез был ранее описан Н. Л. Бубличенко (1939, 1946), М. С. Калецкой (1938) и Е. Н. Шукиной (1953, 1960).

По данным Е. Н. Шукиной (1953), верхняя часть террасовидного уступа сложена мореной майминского оледенения. Под ней вскрывается толща щебнистых суглинков, переслаивающихся с горизонтально-слоистыми ленточными озерными суглинками, ниже которых залегают хорошо окатанные галечники и пески. На самом берегу озера у подножия обрыва наблюдаются крупные валуны и глыбы, которые Е. Н. Шукина (1953) считает вымытыми из расположенной у уреза морены каатунского оледенения. Таким образом, толща песков и галечников, залегающая между двумя горизонтами морен, относится Е. Н. Шукиной к межледниковым отложениям. Однако, как сообщает Е. Н. Шукина, коренные выходы нижней (каатунской) морены ею не были обнаружены.

В 1960 г. разрез Беле был в разное время специально изучен геологами ВАГТа, ЗСГУ и нами. В результате этих работ нижняя морена в указанном разрезе не была обнаружена, о чем сообщено в работе О. А. Раковец и Г. А. Шмидт (1963). По нашим наблюдениям, нижняя часть разреза представлена горизонтально-слоистыми сортированными серыми, местами послойно ожелезненными и бурыми промытыми песками, содержащими тонкие прослои хорошо окатанных мелких галечников озерного и озерно-аллювиального типа. В них были обнаружены крупные (до 0,2 м) остатки сильно минерализованной древесины. Средняя часть разреза, представленная переслаивающимися пачками ленточных озерно-ледниковых алевролитов, песков и линз грубых щебней, может быть отнесена ко времени нижнеплейстоценового (рисского) оледенения. Верхняя морена относится к верхнему плейстоцену.

Разрез Беле изучался В. П. Гричуком, а также О. А. Матвеевой, которая указывает, что в нижних частях разреза преобладает пыльца древесных пород (90—98%), среди которых много пыльцы ели (55—60%), сосны (до 40%), меньше пихты (4—6%) и березы (1—3%). Выше по разрезу, в озерно-ледниковых и пролювиальных отложениях, фиксируется резкое уменьшение пыльцы ели, увеличение пыльцы сосен и березы. По мнению О. В. Матвеевой, нижние части разреза (озерные пески и галечники) формировались в условиях достаточно влажного, но прохладного климата. Увеличение роли светлехвойной растительности, березы, появление разнотравья в верхах разреза служат показателем увеличения сухости климата.

Приведенные материалы по стратиграфии самых низов нижнего плейстоцена восточной части Горного Алтая позволяют утверждать, что по сравнению с эоплейстоценом уже в это время резко изменяется характер литогенеза: на смену преимущественно бурозветным ожелезненным отложениям эоплейстоцена приходят серозветные полимиктовые осадки преимущественно озерно-аллювиального типа, формировавшиеся в сравнительно гумидных условиях начала плейстоценового времени. Эти отложения еще не несут на себе следов ледникового климата, однако отражают значительное похолодание, предшествующее началу максимального оледенения, а может быть, и связанное с его начальными стадиями в высокогорных районах.

Верхняя часть нижнего плейстоцена
(горизонт максимального оледенения — Q_2^2)

В ледниковых районах Юго-Восточного Алтая отложения максимального оледенения представлены моренами, водно-ледниковыми и озерно-ледниковыми галечниками, песками и суглинками. Они залегают под моренами и водно-ледниковыми галечниками верхнего плейстоцена, местами отделяясь от них горизонтом межморенных галечников, песков и алевроитов. Во внеледниковой зоне нижнеплейстоценовому ледниковому комплексу соответствуют пролювиальные отложения высоких конусов выноса подножий хребтов и отложения высоких террас по крупным долинам рек.

Рассмотрим опорные разрезы нижнеплейстоценовых отложений ледниковой зоны, охватывающей бассейны рек Чулышман, Башкаус, Аргут, окраины Чуйской и Курайской котловин.

Долина р. Чулышман. Нижнеплейстоценовые отложения прослеживаются по долине р. Чулышман почти от самых верховьев реки. Здесь две морены, разделенные толщей галечников и песков, отмечались ранее М. С. Калецкой (1938) и Е. Н. Шукиной (1953). Нижний горизонт нижнеплейстоценовой морены наблюдался нами при выходе р. Чулышман из Джулукульской котловины. В этом месте долина р. Чулышман приобретает форму широкой плоской ложбины, днище и склоны которой до высоты 400—450 м покрыты мореной верхнеплейстоценового оледенения. В обнажениях, вскрываемых эрозийным врезом реки от устья Узун-Оюк до устья р. Садеуртем на протяжении около 20 км, под верхней мореной наблюдаются нижнеплейстоценовые ледниковые и водно-ледниковые отложения. В 0,5 км ниже устья р. Бобачек нами наблюдался такой разрез (сверху вниз):

	Мощность, м
Q_2^3 lm 1. Алевроиты светло-серые, озерно-ледниковые, ленточные, переслаивающиеся с песками светло-серого и серого цвета	6,5
Q_2^3 flg 2. Пески серые, грубозернистые, хорошо промытые, неравномерно обогащенные гравием и мелкой галькой, местами образующими прослои и линзы. В них видна косая слоистость руслового типа. В составе галечного материала преобладают разнообразие граниты, диориты, кристаллические сланцы	8,0
Q_2^3 gl 3. Моренные серые суглинки с крупными валунами (до 1,0—1,5 м) и гальками, среди которых преобладают гранитоиды шапшальского комплекса и биотитовые кристаллические сланцы	14,0
Q_1^3 flg 4. Слой крупноглыбового, плотно сгруженного валунника с небольшим количеством песчано-гравийного заполнителя. Размеры валунов достигают в диаметре 2,0—2,5 м, окатанность их хорошая и средняя. По составу преобладают гранитоиды шапшальского комплекса, кристаллические сланцы, мигматиты и габброиды	6,0
Q_2^2 gl 5. Морена супесчано-гравийная, серовато-бурая, с крупными валунами. Она отличается от верхней морены более песчаным составом цемента, присутствием до 10% выветрелого материала эоплейстоценовых пород как в песчано-гравийной, так и в галечной фракциях. Окатанность обломочного материала средняя; в нем преобладают мелкокристаллические розовые гранитоиды, развитые в пределах Чулышманского хребта, кристаллические сланцы и габброиды, что свидетельствует о несколько других источниках сноса в момент отложения нижней морены по сравнению с верхней	11,0 (видимая)

Вниз по долине нижняя морена достигает мощности 16—18 м и залегает непосредственно на коренных породах. У устья р. Садеуртем нижнеплейстоценовый горизонт представлен 7—10-метровой толщей грубых галечников и валунников, представляющих собой водно-ледниковые отложения или сильно перемытую нижнюю морену. Эти галечники перекрываются пачкой грубых косослоистых песков и мелких галечников, видимо, соответствующих горизонту межморенных валунников,

описанных выше по долине. Верхняя часть разреза, как и в обнажениях у устья р. Бобачек, сложена мореной верхнеплейстоценового оледенения. Еще ниже по долине р. Чулышман нижнеплейстоценовая морена не сохранилась, что, видимо, связано с интенсивной экзарацией во время верхнеплейстоценового оледенения. В обнажении Беле максимальному оледенению условно может соответствовать средняя часть разреза, представленная толщей грубого щебнистого пролювия с прослоями озерно-ледниковых ленточнослоистых тонких алевритов и песков. В них нами наблюдались небольшие (до 10—15 см) мерзлотные смятия и деформации слоев. Подобные текстуры, а также общий характер отложений (чередование ленточных алевритов и грубых пролювиальных щебней), их положение между доледниковыми озерными отложениями и верхнеплейстоценовой мореной, весьма бедный спорово-пыльцевой комплекс позволяют условно относить эти отложения ко времени максимального нижнеплейстоценового оледенения.

Улаганская котловина и бассейн р. Башкаус. Нижнеплейстоценовые (рисские) ледниковые отложения были впервые выделены здесь Е. Н. Шукиной и Л. Д. Шорыгиной (Шукина, 1953) по рекам Кубадру и Кысхыштубек. При геологической съемке они были картированы геологами ВАГТа по долине р. Башкаус и его притокам.

В долине р. Кубадру эти отложения залегают на размытой поверхности галечников башкаусской свиты верхнего эоплейстоцена и перекрываются ледниковыми отложениями верхнего плейстоцена. Они представлены пачкой серого крупного (до 2,0 м в диаметре) плотно сгруженного валунника, содержащего прослои и линзы галечников, песков и алевритов. В толще проявляется нечеткая субгоризонтальная ориентировка валунов и гальки, отдельные слои обогащены более крупным материалом. Окатанность крупного материала средняя и хорошая, в его составе преобладают граниты и метаморфические сланцы, имеются красноватые песчаники и алевролиты девона. Обломочный материал совершенно не затронут выветриванием, свежий, лишь в низах толщи имеется до 3—5% бурых ожелезненных галек, попавших сюда из нижележащих галечников эоплейстоцена. Общая мощность валунника 10—12 м.

Выше пачки крупного валунника залегают пески и мелкие галечники, постепенно сменяющиеся вверх тонкими светло-серыми ленточными алевритами озерно-ледникового типа. Они содержат характерные плоско-округлые карбонатные конкреции. Перекрываются озерно-ледниковые алевриты серой верхнеплейстоценовой мореной.

Отмечается определенная зависимость характера отложений средней пачки от их положения в поперечном профиле древней, доледниковой тектонической долины. Там, где р. Кубадру пререзает ее центральные части, совпадая по направлению с ее тальвегом (нижнее течение реки), наблюдаются наиболее полные разрезы пачки валунника и перекрывающих ее озерных алевритов. При прослеживании их поперек долины в сторону водораздельных склонов (по правым мелким притокам р. Кубадру) видно выпадение из разреза озерных отложений и сокращение в мощности пачки валунника. Последний становится менее плотно сгруженным, с равномерно распределенными валунами и менее промытым суглинистым заполнителем, напоминая в общем обычную, несколько перемытую морену.

Описанный горизонт большинством авторов (Шукина, 1953, 1960; Лунгерсгаузен и Раковец, 1958, 1961₂) рассматривается как моренный. Лишь Н. А. Ефимцев (1961₂) считает эти отложения аллювиальными. Надо заметить, что от аллювиальных они достаточно резко отличаются большей грубостью материала, его меньшей окатанностью, отсутствием четко выраженной слоистости. Этому противоречит также его литологическое изменение поперек долины и намечающийся фациальный

переход в моренные отложения. Постепенное замещение валунно-галечного материала вверх по разрезу сначала гравийно-мелкогалечными, а затем и песчано-алевритовыми ленточными озерно-ледниковыми отложениями также указывает на генетическую и возрастную близость этих образований. Все это позволяет рассматривать валунную пачку в центральных частях долины как флювиогляциальную (или перемытую морену — «моренный перлювий»), замещаемую у бортов долины моренными отложениями.

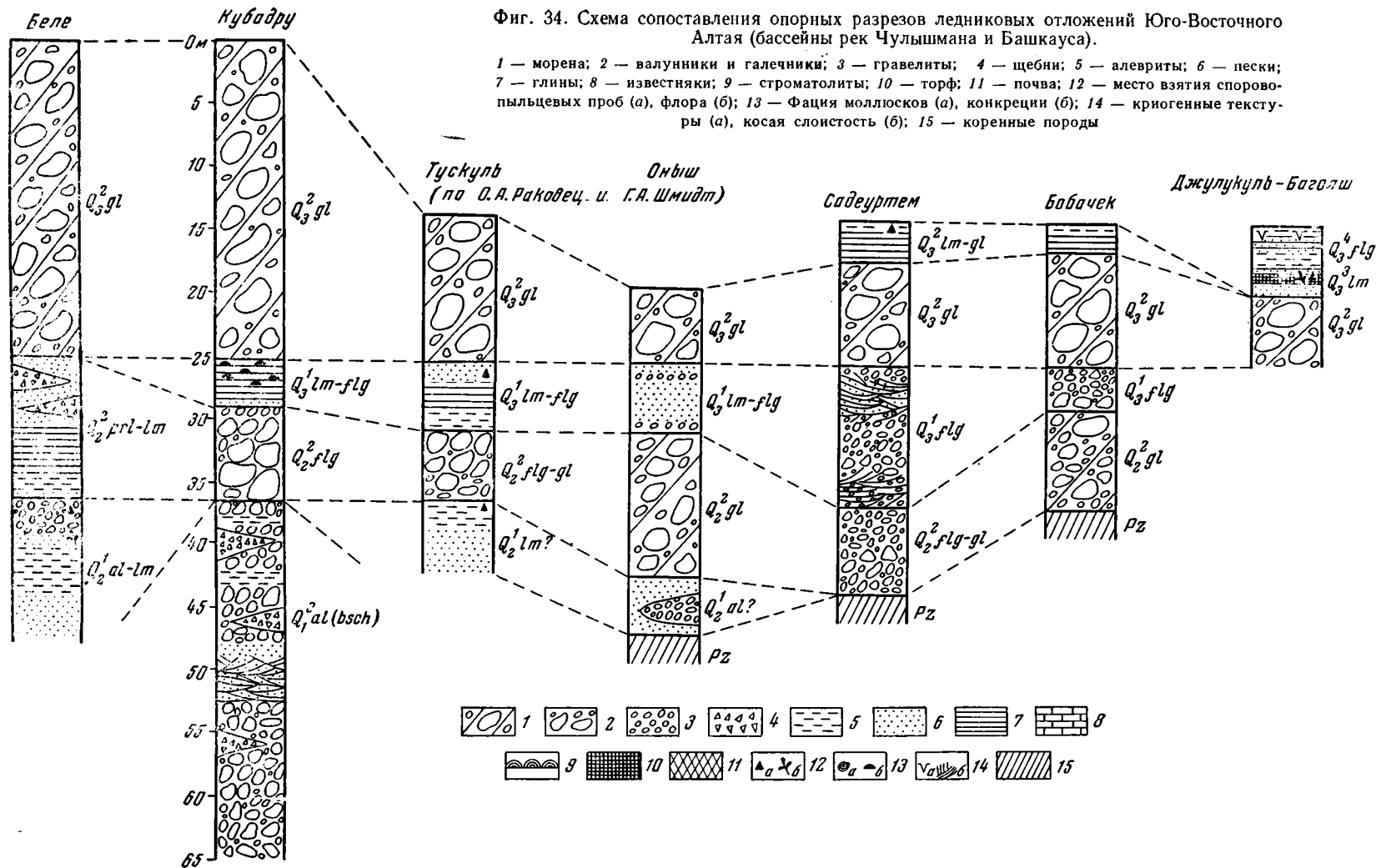
Нижнеплейстоценовый ледниковый горизонт прослеживается в долине р. Башкаус и его притоков. В 3 км ниже пос. Чибиля он выражен в виде грубого валунника мощностью 16 м, залегающего под пепельно-серой верхней мореной. Между верхней мореной и валунником имеется пачка песка и гравия с прослоями тонких ленточных алевритов. В средней части долины р. Ян-Паспарта нижнеплейстоценовый валунник, по наблюдениям Г. А. Шмидт, имеет мощность около 20 м и отделяется от вышележащей верхнеплейстоценовой суглинистой морены небольшим (1,5—2,0 м) прослоем песков и гравийников. В устье р. Оныш верхнеплейстоценовая морена подстилается мощной 30-метровой толщей преимущественно водно-ледникового генезиса. Среди грубых песков, гравия и галечников наблюдается прослой (5—6 м) валунного суглинка, по характеру напоминающего обычную морену. В описанном выше разрезе по р. Тускуль доледниковый пылецеосный горизонт серых песков с гравием перекрывается толщей грубого валунника (около 10 м), который отделяется от верхнеплейстоценовой морены пачкой озерно-ледниковых ленточных алевритов и песков.

Таким образом, в Улаганской котловине и в бассейне р. Башкаус ледниковый горизонт нижнего плейстоцена обычно представлен пачкой грубого валунника, приуроченного к тальвеговому, наиболее углубленным частям долин. В наиболее полном разрезе (реки Кубадру и Кысышту-бек) эти отложения залегают с разрывом на эоплейстоценовых галечниках башкаусской свиты, а в долине р. Тускуль их подстилает пачка нижнеплейстоценовых доледниковых озерных песков и алевритов (фиг. 34).

В бассейнах рек Джасатер и Аргут ледниковые отложения были ранее описаны Ф. Н. Шаховым (1933), С. Ф. Дубинкиным (1940), З. А. Титовой (1957). Е. Н. Шукина (1953) на основании литературных материалов условно выделила нижнеплейстоценовые отложения под ледниковыми верхнеплейстоценовыми образованиями.

В этом районе нами наблюдались два опорных разреза ледниковых отложений нижнего плейстоцена. В долине р. Джасатер нижнеплейстоценовый горизонт представлен водно-ледниковыми и моренными отложениями, которые залегают на предположительно доледниковых нижнеплейстоценовых отложениях и перекрываются мореной верхнеплейстоценового оледенения. На правом борту долины р. Джасатер (5 км выше поселка), в 120 м над руслом реки, под пепельно-серой верхнеплейстоценовой мореной, перекрывающей весь склон долины и во многих местах опускающуюся до ее дна, залегают сверху вниз:

- Мощность, м
- Q₂³ 1m — flg 1. Пески светло-серые и алевриты ленточнослоистые, перемежающиеся с гравийно-мелкогалечными прослоями и линзами, количество которых увеличивается к низу слоя. Отложения имеют озерно-ледниковое и водно-ледниковое происхождение 6—8
- Q₂³ g1 — flg 2. Суглинки белесовато-серые, с беспорядочно включенными среднеокатанными валунами и гальками. Местами наблюдаются неравномерно сгруженные «пакеты» и участки в виде слабо выраженных прослоев и линз. В основании четко выражен слой базального крупного валунника почти без цементирующего мелкозема, содержащего валуны, размером в среднем около 1,0 м, максимум 2,0—2,5 м. Его мощность около 3,5 м. В целом пачка напоминает морену, местами несколько перемытую и содержащую прослой флювиогляциального материала 12—14



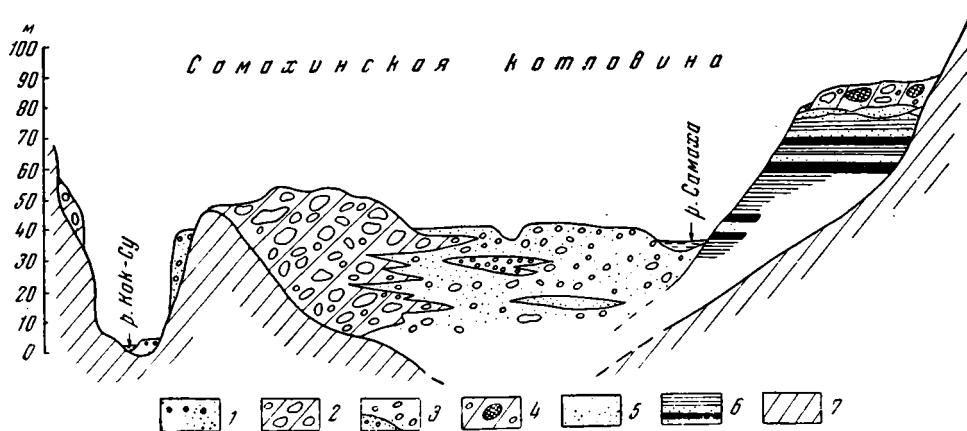
Фиг. 34. Схема сопоставления опорных разрезов ледниковых отложений Юго-Восточного Алтая (бассейны рек Чулышмана и Башкауса).

- Q_2^2 gl—fig 3. Галечники крупные с валунами. Заполнитель песчано-гравийный, отличающийся от вышележащих пачек своим светло-буроватым цветом, который обязан присутствию в нем слабо ожелезненного песка, а также небольшого количества выветрелых галек и гравия из эоплейстоценовых отложений. Наблюдается нечеткая слоистость и горизонтальная ориентировка галек и валунов. Окатанность обломочного материала средняя, отмечаются отдельные валунчики и гальки с неровной, скорлуповатой поверхностью, что свидетельствует о некоторой выветрелости материала 7—8
- Q_2^2 fgl 4. Валунники плотно сгруженные (0,3—0,5 м в диаметре), хорошо окатанные, с горизонтально ориентированными длинными осями галек, почти без мелкозернистого материала 5—6
- Q_1^1 al? 5. Пески желтовато-серые, хорошо промытые, с галечно-гравийными прослоями и отдельными мелкими валунчиками метаморфических сланцев и гранитов, содержащие до 5% выветрелого материала из эоплейстоценовых отложений 10—11 (видимая)

Описанный разрез весьма похож на разрезы ледниковых отложений по рекам Чулышман, Кубадру, Чаган. Показательно, что верхнеплейстоценовая морена отделяется от нижнеплейстоценовых водно-ледниковых и моренных отложений пачкой песков, гравийников и ленточно-слоистых озерно-ледниковых алевритов. Строение горизонта нижнеплейстоценовых отложений достаточно сложное, здесь выделяется несколько литологически различных пачек галечников, видимо, отвечающих разным этапам (или стадиям) максимального оледенения (фиг. 35).

Другой разрез нижнеплейстоценовых отложений наблюдался нами в Самахинской котловине по р. Самаха, где они залегают на поверхности террасовидного уступа, сложенного угленосными отложениями миоцена. Этот уступ возвышается на 50—55 м над поверхностью флювиогляциальной террасы, слагающей днище Самаханской котловины, которая выше по долине р. Кок-су фациально связана с конечной верхнеплейстоценовой мореной.

Таким образом, отложения верхнего плейстоцена являются вложенными по отношению к моренным отложениям нижнего плейстоцена (фиг. 36).



Фиг. 36. Схематический поперечный профиль через Самахинскую котловину.

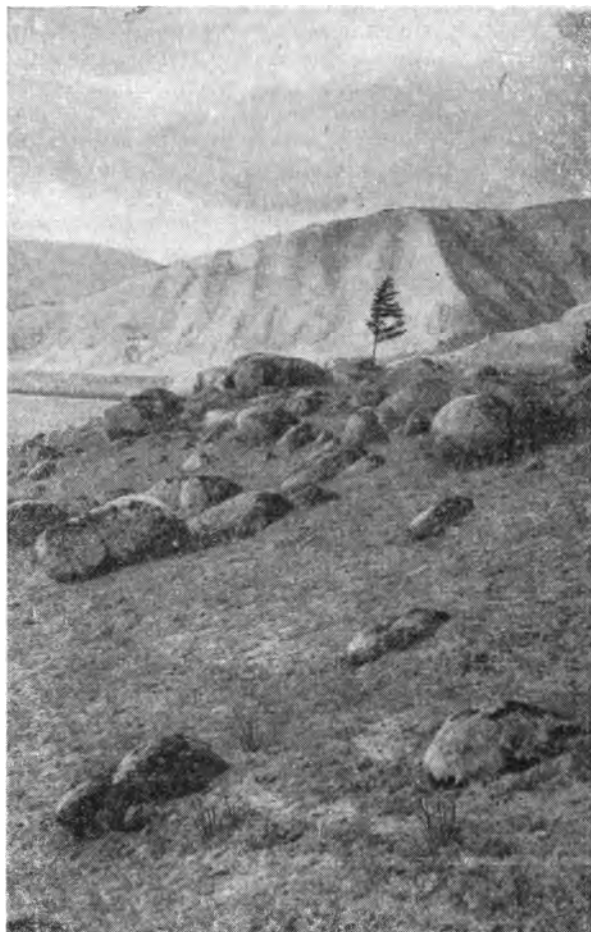
- 1 — современный аллювий ($Q_1^1 al$); 2 — морена первого постмаксимального оледенения ($Q_3^2 gl$);
 3 — флювиогляциальные галечники 50-метровой задровой террасы рек Кок-Су и Аргута ($Q_3^1 gl$);
 4 — морена максимального оледенения ($Q_2^2 gl$); 5 — эоплейстоценовые пески и галечники ($Q_1^1 al$);
 6 — угленосные отложения миоцена ($N_1 esch$); 7 — породы палеозоя



Фиг. 37. Утюгообразные валуны с ледниковой штриховкой из морены максимального оледенения (Q_2^{gl}) в обнажении по р. Самаха

Нижнеплейстоценовые отложения представлены серой суглинистой мореной, в нижней части обогащенной песчано-галечным материалом флювиогляциального типа. Окатанность валунно-галечного материала средняя и хорошая, встречается до 15% крупных валунов (1,5—2,0 м в диаметре). Степень выветрелости галек различная, около 20% сильно выветрелые, что особенно характерно для гранитного материала. Такие нацело разрушенные валуны высыпаются из стенки обнажения, оставляя в ней углубления. Кварцево-полевошпатовый материал из разрушенных валунов гранитов образует в толще прослой и линзы светло-серого цвета. Валун и гальки метаморфических сланцев растрескиваются по плоскостям сланцеватости. Другая часть материала довольно свежая, валуны лишь с поверхности затронуты выветриванием. Среди свежих валунов отмечено несколько эземпляров, обладающих удлинненно-утюгообразной формой и имеющих на поверхности ледниковые борозды и штрихи (фиг. 37). Нижняя часть толщи становится существенно песчано-галечной, появляется слоистость выклинивающегося, линзовидного типа. Количество выветрелого материала увеличивается, цвет толщи становится буроватым за счет ассимиляции отложений эоплейстоцена. В самой нижней части этой толщи наблюдаются включения кусков бурого угля и глин из третичных отложений. Видимая мощность описанных отложений около 10—12 м. Верхняя часть толщи обогащена большим количеством крупных валунов размером до 1,5—2,5 м в диаметре, слагающих поверхность уступа (фиг. 38). Валун неровные, шершавые и скорлуповатые, что указывает на явные признаки последующих процессов десквамации.

Как указывает Е. Н. Шукина (1953), ссылаясь на В. П. Нехорошева и Ф. Н. Шахова, нижнеплейстоценовая (катунская) морена залегает в основании высоких (50—55-метровых) верхнеплейстоценовых террас



Фиг. 38. Морена максимального оледенения (Q_2^2), залегающая на неогеновых отложениях по р. Самаха в Самахинской котловине

Самахинской впадины. Нами эта морена не наблюдалась. В долине р. Аргут ниже устья р. Карагем В. А. Обручев (1915) описал древнюю морену, сохранившуюся на склонах долины на высоте 250—300 м над рекой. В эту морену вложены верхнеплейстоценовые конечные морены, спускающиеся из Катунского хребта.

На плато Укок, в бассейнах рек Ак-Алахи, Кара-Алахи, Калгуты широко развиты свежие ледниковые формы и отложения верхнего плейстоцена. С. Ф. Дубинкин (1940) указывает, что местами вне площади распространения верхнеплейстоценового оледенения на водоразделах встречаются эратические валуны, которые условно можно отнести к нижнеплейстоценовому ледниковому горизонту.

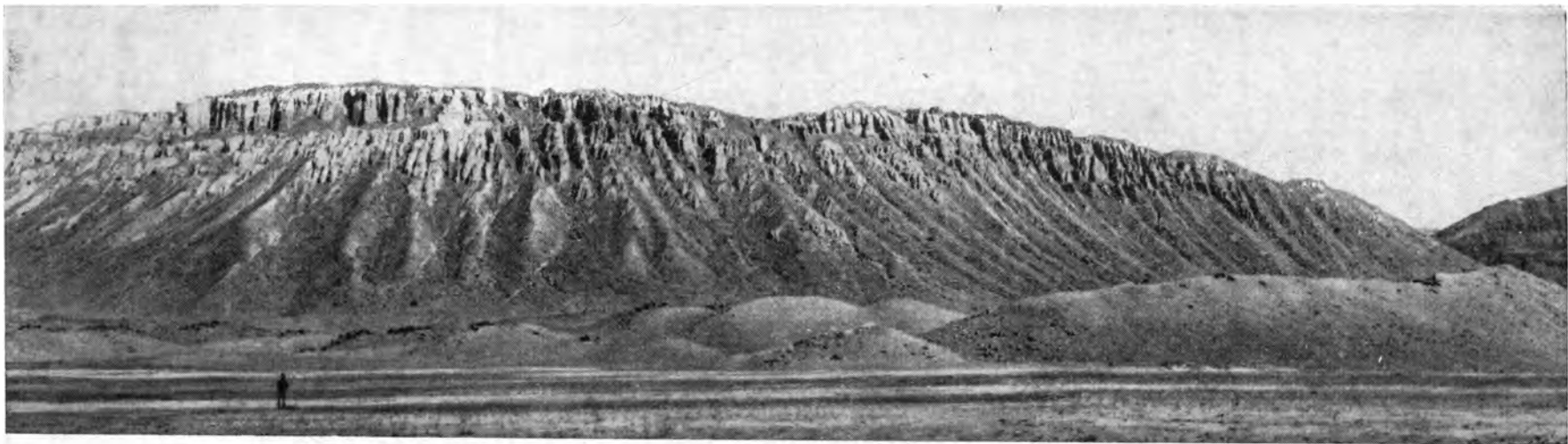
По юго-западной окраине Чуйской котловины нижнеплейстоценовые отложения залегают под верхнеплейстоценовой мореной. В обнажении по р. Чаган они слагают средний горизонт, залегающая на бурых галечниках башкаусской свиты. Отложения представлены слоистой галечно-гравийной пачкой с прослоями серых слюистых песков и ленточных алевроитов (фиг. 39). Ниже залегают более крупные гру-

бослоистые водноледниковые галечники с валунами, содержащие прослой и линзы песков. В основании нижнеплейстоценового горизонта залегает крупная линза (около 45 м мощности) светло-серых ленточных глин и тонких алевроитов с карбонатными лепешковидными конкрециями. В самых низах ленточных озерно-ледниковых отложений иногда наблюдается небольшой горизонт мелкого валунника. Общая мощность флювиогляциальных отложений составляет около 65—70 м.

Вблизи устья р. Чаган характер нижнеплейстоценового ледникового горизонта меняется: в его составе появляются прослой и крупные линзы несортированных моренных валунных суглинков. Вся толща становится менее промытой и напоминает более всего морену, содержащую прослой водно-ледникового материала.

По всей периферии Чуйской котловины, вне четкого края распространения конечных морен верхнеплейстоценового (постмаксимального) оледенения можно видеть выдвинутые несколько дальше в котловину морены нижнеплейстоценового (максимального) оледенения. Они резко отличаются рельефом своих сглаженных денудированных поверхностей от молодых верхнеплейстоценовых морен, сохранивших яркие ледниковые формы.

Рассмотрим ряд типичных примеров соотношения этих двух морен. В нижнем течении р. Чаган-Узун наблюдается четко выраженный в рельефе фронт конечных верхнеплейстоценовых морен. Вне их края до устья р. Чаган-Узун на его обоих берегах видны следы пребывания здесь ледника (фиг. 40). Они отмечены галечником с крупными валунами (до 2—2,5 м), покрывающим поверхности сопки. На правобережье р. Чаган-Узун в районе отметки 2051,9 наблюдается слабо всхолмленная поверхность нижнеплейстоценовой морены. Мелкие пологие бугры состоят из крупновалунного материала, как бы «утопленного» с поверхности в рыхлый материал морены. Состав его такой же, как и у верхнеплейстоценовой морены, что говорит об одних и тех же источниках сноса. Разрез этой морены здесь не наблюдается, но при прослеживании горизонта морены вниз по правобережью р. Чаган-Узун видно, что она постепенно перекрывается (частично замещаясь) толщей существенно галечного состава, по всей видимости, представляющей собой водно-ледниковые отложения времени деградации максимального оледенения. Эти моренные и флювиогляциальные осадки, залегающие на них, образуют как бы бронирующий покров, остатки которого наблюдаются на платообразных вершинах останцовых сопки на право- и левобережье р. Чаган-Узун. Флювиогляциальный покров представлен хорошо окатанными некрупными (до 10—15 см) валунниками со значительным содержанием гравийно-песчаного материала. На поверхности галечниковой толщи, покрывающей сопки, видны четкие береговые озерные линии, возникшие во время существования верхнеплейстоценового приледникового озера. В это время флювиогляциальные нижнеплейстоценовые галечники с поверхности были дополнительно перемыты и приобрели лучшую окатанность и сортировку. Нижняя часть флювиогляциального галечного покрова значительно обогащена крупными глыбами и валунами (до 2,0—2,5 м), которые при размыве галечников остаются на склонах и у подножия сопки. Этот «нижний» валунный горизонт виден в обрывах правого берега р. Чаган-Узун между отметками 2051,9 и 1930,4, где он обнажается под плащом галечников и отличается от него менее плотной «упаковкой» обломочного материала и большей глинистостью заполнителя. В обрывах берега видно, что материал нижнего горизонта как бы течет, сползает из-под покрова верхних флювиогляциальных галечников. В его составе также наблюдается повышенное содержание бурых выветрелых эоплейстоценовых галечников. Залегают эти отложения на неровной поверхности коренных пород, в западинах которых местами сохранились



Фиг. 39. Обнажение по р. Чаган. Вверху виден горизонт морены первого постмаксимального оледенения ($Q_3^2 gl$), перекрывающий водноледниковые и моренные отложения максимального оледенения ($Q_2^2 flg-gl$)



Фиг. 40. Водораздел рек Кызыл-Чин (А) и Чаган-Узун (Б). Видны соотношения двух ледниковых комплексов: размытых морен ($Q_2^2 gl$) максимального оледенения (В), частично перекрытых пролювиальными отложениями (Г), и конечных верхнеплейстоценовых ($Q_3^2 gl$) морен первого постмаксимального оледенения (Д)

эоплейстоценовые отложения и пестроокрашенная кора выветривания. Мощность нижнего горизонта достигает 10—15 м, верхнего — около 20—25 м.

Хотя хороших обнажений, где было бы возможно видеть текстуры обоих горизонтов, не имеется, тем не менее состав отложений и геоморфологическое положение этих двух толщ не оставляет сомнения в том, что нижний горизонт является мореной (возможно, значительно перемытой), а верхний имеет водно-ледниковое происхождение. Истинные геоморфологические соотношения были бы значительно более четкими, если бы не последующие неотектонические деформации, в которых принимают участие и нижнеплейстоценовые отложения. Здесь поперек долины р. Чаган-Узун вырисовывается широтно ориентированное сводообразное поднятие с рядом продольных сбросов. В результате этого нижнеплейстоценовые отложения в пределах осевой части поднятия оказались приподнятыми над верхнеплейстоценовой мореной, видимой выше по долине р. Чаган-Узун, и довольно резко взброшенными и оторванными от нижнеплейстоценовой морены, которая залегает в устье реки.

В устье р. Чаган-Узун нижнеплейстоценовая конечная морена¹ представлена дугообразно изогнутыми в плане, несколько денудированными грядами, протягивающимися поперек долины реки и выгнутыми вниз по ее течению. Эти гряды сложены совершенно не сортированными валунно-галечными отложениями. Размеры валунов достигают 1,5—2,0 м, их окатанность различна — от хорошо окатанных валунышков гнейсов и гранитов, до совершенно необработанных глыб песчаников, алевролитов и метаморфических сланцев. Эти глыбы сильно разрушены, растресканы по слоистости на мелкие обломки, рассыпающиеся при ударе молотком. Кроме того, в толще имеется до 10—15% окатышей из рыхлого глинисто-песчаного материала коры выветривания и пород карачумской свиты. Они выделяются в обнажении яркими коричнево-бурыми пятнами. Встречающиеся окатыши из рыхлых пород часто бывают раздавлены, растащены и зажаты между валунами палеозойских пород. Никакой четкой сортированности и определенной ориентировки обломочного материала в общем разрезе толщи не наблюдается. Среди отдельных ее участков, сложенных преимущественно галечниками с мелкими (до 0,2—0,3 м) окатанными гальками, встречаются беспорядочно распределенные крупные, совершенно неокатанные глыбы песчаников и сланцев, часто имеющие почти вертикальную ориентировку своих длинных осей (фиг. 41). Они как бы «вдавлены» в галечниковую толщу.

В толще нижнеплейстоценовой морены намечается чешуйчатое строение: отдельные прослои и пачки галечно-валунного материала надвинуты друг на друга, разделяясь наклонными прослоями и линзами суглинка и песка. Последние имеют в поперечном разрезе морены форму отдельных выклинивающихся «хвостов», весьма типичных для морен напора. В этих прослоях видны смятия материала, образованные при надвигании ледником галечниковых пачек одной на другую. Цементирующий мелкозернистый несортированный, супесчаного состава, отличается буровато-серым цветом за счет ассимиляции большого количества рыхлого материала из подстилающих пород коры выветривания и кайнозойских отложений.

Описанные текстурно-литологические и геоморфологические особенности позволяют рассматривать отложения у устья р. Чаган-Узун как напорную нижнеплейстоценовую морену, при формировании которой ледником был ассимилирован рыхлый материал из коры выветривания,

¹ Описываемое обнажение изучалось нами совместно с Е. В. Шанцером, И. Г. Лискуном и Н. А. Ефимцевым в 1962 г.



Фиг. 41. Текстура нижнеплейстоценовой (Q_{2gl}^2) морены в устье р. Чаган-Узун. А — куски глин из коры выветривания в морене

неогеновых отложений и флювиогляциальных галечников. Кроме того, ледником были содраны и перемещены с боковых водоразделов в низовьях р. Чаган крупные глыбы сильно выветрелых алевролитов и песчанников. Видимая мощность моренных отложений около 15—20 м.

Моренные нижнеплейстоценовые отложения распространены и на левобережье р. Чаган-Узун, где они вблизи склонов хребта перекрываются пролювиальными шлейфами.

Нижнеплейстоценовые морены хорошо прослеживаются на местности далее к востоку в промежутке между двумя крупными полями верхнеплейстоценовых морен ледников подножий, выходящих по рекам Чаган-Узун и Ирбисту. Рельеф денудированной поверхности древней морены отличается сглаженными мягкими формами, слабо всхолмленный. Лишь у края верхнеплейстоценовых конечных морен наблюдаются эрозионные ложбины стока ледниковых вод.

Далее к востоку у выхода в степь рек Тархата и Кок-Узек верхнеплейстоценовые морены образуют единое поле с характерным холмисто-западинным рельефом поверхности. Местами вне их края отмечается

более древняя сильно денудированная морена. На правобережье р. Себестей она «выползает» из-под перекрывающей ее верхнеплейстоценовой морены, выдвинувшейся из долины р. Кок-Узек. Рельеф поверхности древней морены весьма плоский, слабо всхолмленный, валуны погружены («утоплены») в мелкозем, а не лежат на поверхности, что характерно для верхнеплейстоценовых морен. Мощность морены невелика, через нее кое-где проступают палеозойские породы.

Подобные соотношения нижнеплейстоценовых и верхнеплейстоценовых морен наблюдаются по окраинам Чуйской котловины в долинах рек Юстыд, Барбургазы, Буйлюгем, Б. Кокури (см. фиг. 45).

Во внеледниковой зоне Чуйской котловины соотношение конечных нижнеплейстоценовых морен с флювиогляциальными террасами довольно трудно прослеживается в связи с тем, что уровень верхнеплейстоценового приледникового озера был достаточно высок (2100 м абс. выс.) и геоморфологические соотношения «доозерного» рельефа затושеваны. Там, где террасы располагались ниже уровня озера, они были частично перекрыты более молодыми флювиогляциально-озерными отложениями, что затрудняет, естественно, увязку террас с моренами. Более достоверно эти соотношения устанавливаются для районов, где морены оканчиваются выше «озерного уровня» (реки Юстыд, Буйлюгем). По левобережью р. Юстыд прослеживаются высокие 40—45-метровые террасы, у тылового шва перекрытые пролювиальными шлейфами. Более низкие террасы (20—28, 10—12 м), связанные с верхнеплейстоценовой конечной мореной, являются вложенными по отношению к этим высоким террасам. Примерно такое же соотношение флювиогляциальных террас, связанных с двумя разными моренами, наблюдается в долине р. Бугузун. Отличительной чертой нижнеплейстоценовых террас является значительный чехол покровных делювиально-пролювиальных щебнистых отложений, развитых на их поверхности, в результате чего последние приобретают наклон (5—15°) в сторону реки. С выходом долин в котловину высота нижнеплейстоценовых флювиогляциальных террас постепенно уменьшается, и они сливаются с поверхностью днища котловины. Такое резкое падение высоких отметок террас наблюдается по долине р. Барбургазы, где нижнеплейстоценовые террасы в пределах ущелья (перед выходом реки из гор) имеют высоты 45—60 м. Эти террасы являются цокольными, мощность аллювия составляет всего 6—10 м. После выхода из гор их высота уменьшается до 20—15 м и менее, цоколь не наблюдается.

В центральных, наиболее прогнутых частях Чуйской котловины нижнеплейстоценовые флювиогляциальные отложения перекрываются верхнеплейстоценовыми и голоценовыми осадками. Здесь, в условиях постоянного прогибания происходило последовательное наложение пачек валунников, галечников и грубых песков. Разрез скв. 109, пробуренной в долине р. Юстыд у колхоза Кокури, вскрывает значительную по мощности (до 215 м) толщу водно-ледниковых отложений, стратиграфическое расчленение которых весьма затруднено.

Вдоль подножий хребтов, окружающих Чуйскую котловину, во внеледниковой зоне широко развиты нижнеплейстоценовые пролювиальные отложения значительной мощности, соответствующие по времени образования максимальному оледенению. Вдоль южного подножия Курайского хребта они образуют высокие (до 70—100 м) слившиеся между собой конусы выноса, террасированные приледниковым озером во время верхнеплейстоценового (постмаксимального) оледенения. Конусы выноса прорезаны мелкими долинами с вложенными низкими террасами.

Наиболее типичный разрез такого пролювиального конуса наблюдался нами при слиянии рек Ак-Кем и Кызыл-Чин, где сверху вниз обнажаются:

Q ² ₃ prl—fgl 1. Галечники мелкие, среднеокатанные, с тонкими прослоями щебенки и линзами песков серого цвета	1,5
Q ² ₂ prl 2. Щебнисто-галечные темно-серые пролювиальные отложения, содержащие прослой и линзы пылеватых светло-серых алевроитов. Слоистость — линзовидно-выклинивающаяся, наклонная от гор (до 10°). В составе обломочного материала преобладают местные породы девона, нижнего палеозоя и граниты. Встречаются отдельные линзы хорошо окатанного мелкого галечника аллювиального типа. В низах слоя много переотложенных обломков раковин моллюсков и остракод, вымытых из нижележащих эоплейстоценовых отложений	10—12
Q ² ₂ flg 3. Галечники серые, крупные, местами валунники (до 2,0—0,4 м) с песчано-гравийным заполнителем. Окатанность галек и валунов средняя и плохая. Состав обломочного материала резко отличается от такового из вышележащих пролювиальных отложений. В нем преобладают немецкие породы, главным образом серые биотитовые граниты, гранодиориты, метаморфические сланцы, имеется до 10% сильно выветрелых местных пород — алевролитов и песчаников девона. Галечник ложится на размытую поверхность эоплейстоцена	2,5

В описанном обнажении слой 1 представляет собой пролювий, отложенный у края верхнеплейстоценового приледникового озера, значительно обогащенный флювиогляциальным и озерно-ледниковым материалом, выносимым во время первого постмаксимального оледенения. Вся остальная толща пролювия (слой 2) формировалась главным образом во время максимального оледенения, что определяется последующей террасированностью поверхности этих высоких пролювиальных конусов в верхнеплейстоценовое время. В толще имеются также волнистые прослой суглинков, весьма напоминающие солифлюкционные смятия.

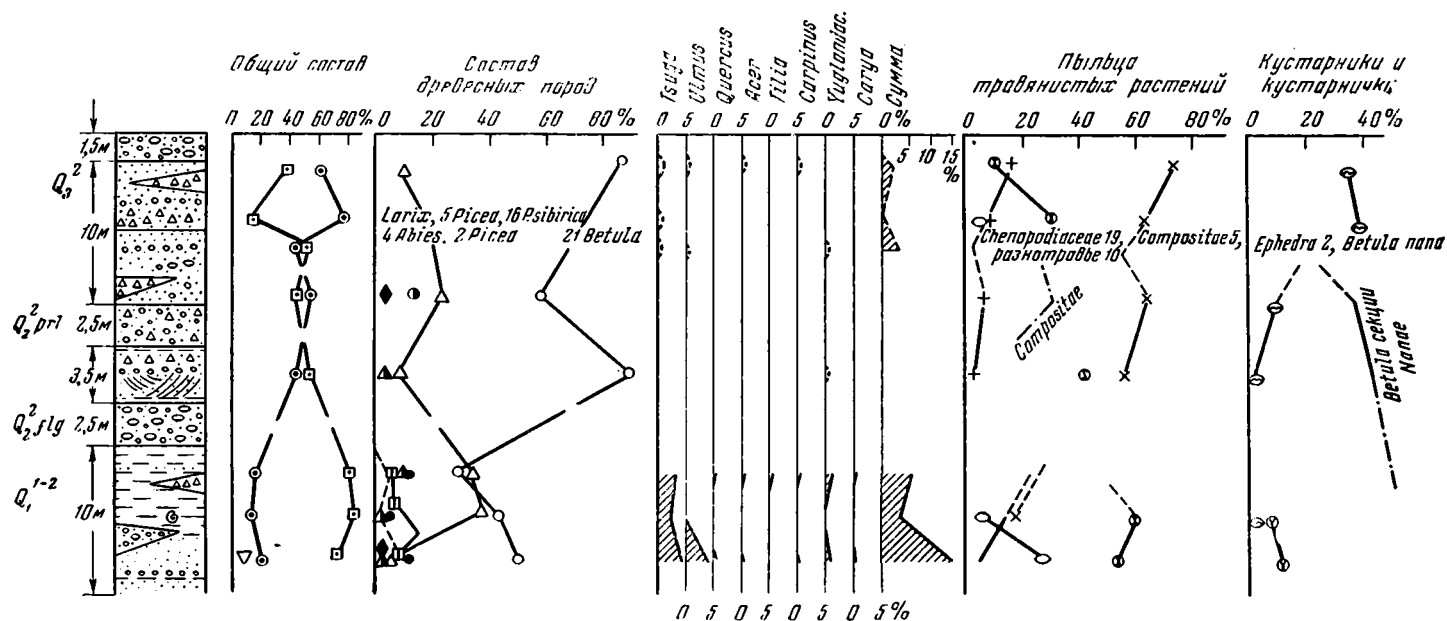
Нижние галечники (слой 3) представляют собой водно-ледниковые отложения (возможно, перемытую морену) максимального оледенения. Об этом говорит состав обломочного материала, который тождествен составу материала морены, залегающей на водоразделе рек Кызыл-Чин и Чаган-Узун. Не исключено, что валунный галечник и горизонт с криотурбациями в средней части толщи пролювия могут отвечать двум стадиям максимального оледенения. Однако в настоящее время данных для такого расчленения недостаточно, поэтому оба слоя (2 и 3) мы относим ко времени нижнеплейстоценового оледенения.

Палинологические исследования описанного разреза, произведенные О. А. Матвеевой, показали, что толща пролювия (слой 2) содержит пыльцу почти только древесных пород: *Chenopodiaceae* — 30 пыльцевых зерен, *Artemisia* — 27, *Ephedra* — 8. Среди древесных отмечаются лишь единичные зерна *Picea*, *Pinus sibirica*, *Larix*, *Betula*, *Alnus* и переотложенная пыльца тсуги. В слое флювиогляциального валунника (слой 3) пыльца совсем не обнаружена.

Для примера укажем, что спорово-пыльцевой спектр нижележащих эоплейстоценовых отложений отличается резким преобладанием пыльцы древесных пород (*Picea* — 20 пыльцевых зерен, *Larix* — 9, *Pinus sibirica* — 14, *Betula* — 7 зерен) и большим разнообразием пыльцы травянистых (фиг. 42).

Таким образом, приведенные палинологические материалы в сочетании с криогенными текстурами отложений свидетельствуют о весьма холодном климате времени формирования пролювиальных и водно-ледниковых отложений нижнего плейстоцена.

Подобные разрезы нижнеплейстоценовых пролювиальных отложений отмечаются во многих местах по северной окраине Чуйской котловины, в долинах рек Джаган-Терек, Джаман-Терек, Тужар и Балахан. Они представлены толщей серых слоистых щебнистых суглинков, чередующихся с быстро выклинивающимися прослоями и линзами серых гравийных алевроитов. Слоистость невыдержанная, прерывистая,



Фиг. 42. Спорово-пыльцевая диаграмма эоплейстоценовых (21—30 м) и нижнеплейстоценовых (1—20 м) отложений разреза по р. Ак-Кая (материал Е. В. Девяткина, анализ О. В. Матвеева). Условные обозначения см. на фиг. 6

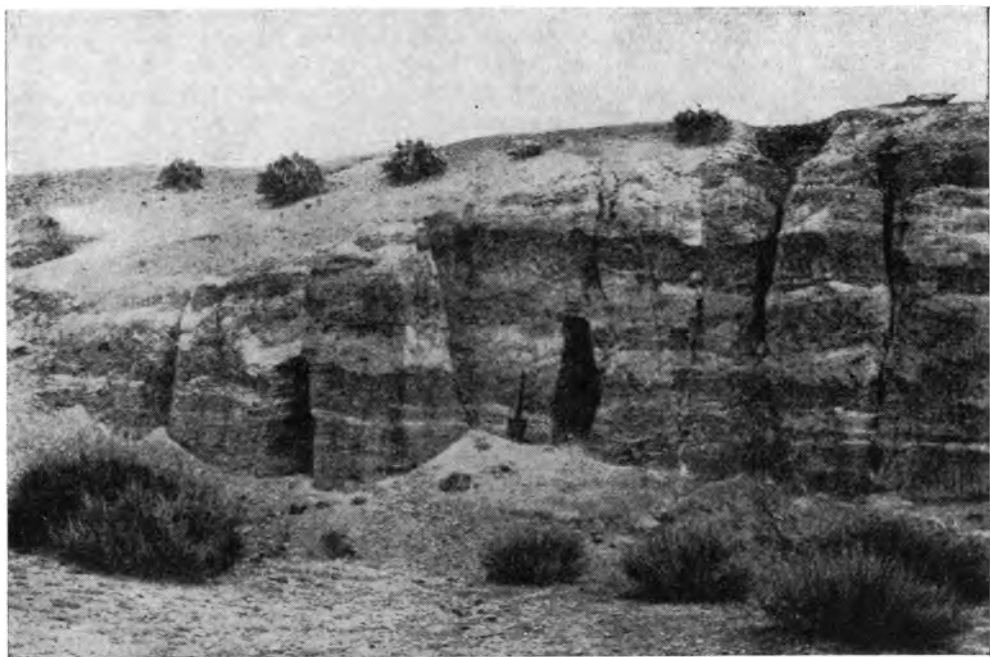
наклоненная от гор (5—15°), сами поверхности пластуемых пачек и линз неровные, расщепляющиеся. Характерна ориентировка галечного материала — почти параллельная поверхностям напластования. Состав обломочного материала сугубо местный, склоновый. Размеры обломков меньше, чем в пролювии башкаусской свиты зоплейстоцена, они изменяются по направлению от гор к котловине в среднем от 0,1—0,15 до 0,05—0,07 м в диаметре. В этом же направлении увеличивается также количество линз и прослоев суглинков и песков. Общая мощность толщи нижнеплейстоценового пролювия составляет не менее 20—25 м (фиг. 43).

По восточной и юго-восточной периферии Чуйской котловины пролювиальные нижнеплейстоценовые отложения развиты достаточно широко. Однако ввиду слабой обнаженности хороших разрезов здесь не встречается. Склоны низогорных водоразделов рек Тархата, Чаган-Бургазы, Бураты, Уландрык, Ташанта, спускающиеся к котловине, прямо утопают в щебнистых пролювиально-делювиальных продуктах собственного разрушения. Такая же картина наблюдается в низовьях рек Барбургазы, Кызыл-Шин, Узун-Тытыгем на восточном окончании котловины. Все эти пролювиальные шлейфы ниже абсолютной высоты 2100 м имеют четкие озерные террасовые уровни.

Скважины в урочище Бураты вблизи коренных склонов вскрывают щебнисто-гравийные слабо сортированные отложения, обогащенные крупными (до 0,1—0,3 м) неокатанными обломками местных пород, которые почти не встречаются в разрезах, удаленных от склонов. Окатанность материала даже на значительном (2—4 км) расстоянии от гор остается весьма слабой, что видно в шурфах, заложенных на совершенно ровной поверхности днища котловины (вне области развития флювиогляциальных террас). В разрезах, вскрываемых скважинами, встречаются также отдельные пачки и линзы окатанного галечника и гравия, которые обычно тяготеют к межсочным понижениям и относятся, видимо, к аллювиальным фациям осадков. Заполнитель представлен серым и палево-серым грубым алевритом и песком. В толще пролювия отдельные разности палево-серых алевритов обладают повышенной пористостью, легко промокаемы и внешне несколько напоминают лёссовидные образования. Их мощность не превышает 0,5—1,0 м. Общая мощность пролювия, по данным бурения, составляет до 50 м у гор, уменьшаясь до 10—15 м в сторону котловины.

Верхний предел возраста пролювиальных нижнеплейстоценовых отложений в Чуйской котловине достаточно четко определяется временем формирования на их поверхности озерных террас, что связано с развитием в Чуйской котловине приледникового озерного бассейна во время верхнеплейстоценового оледенения.

Спорско-пыльцевые спектры пролювиальных отложений (скв. 102, интервал 8,0—9,7 м) характеризуются сравнительно небольшим содержанием пыльцы древесных пород (23,1%), среди которых *Pinus silvestris* составляет 71,0%, *Betula* — 22,5%, *Betula nana* — 6,5%. Среди травянистой пыльцы преобладает Graminae — 31,6%, *Artemisia* составляет 26,7%, Polygonaceae — 22,7%, Cyperaceae — 10,1%, Chenopodiaceae — 8,9%, Lycopodiaceae — 8,3%, *Botrychium* — 3,2%. Отмечается повышенное (17,9%) содержание спор: *Bryales* — 71,0%, *Equisetum* — 12,5% (определение Л. А. Глушенко). Указанный состав растительности близок спектру из разреза пролювия с криогенными текстурами по р. Ак-Кая. Он отражает холодные климатические условия времени максимального нижнеплейстоценового оледенения. Близкие пыльцевые данные были получены О. В. Матвеевой также для пролювиальных отложений урочища Бекен. Среди резко преобладающей пыльцы недревесных пород ею дополнительно отмечается эфедра, а среди древесных — единичная пыльца ели, пихты, лиственницы и карликовой березы.



Фиг. 43. Обнажение нижнеплейстоценовых пролювиальных отложений по южному подно
слоистость в чередующихся пачках

Между Чуйской и Курайской котловинами отложения нижнего плейстоцена образуют комплекс высоких террас высотой 90—130 м, развитых в устьевых частях притоков р. Чуи — рр. Саукпанды, Тыдтугем-Кураган, Тыдтугем. Состав слагающего их материала резко отличается от грубогалечных и валунных отложений низкого вложенного террасового комплекса, связанного с верхнеплейстоценовой конечной мореной в устье р. Куяхтанар. Это преимущественно слабо окатанные грубые щебни, состоящие из местных пород, развитых на склонах долины, и грубые гравийные пески. Характер отложений позволяет считать их аллювиально-пролювиальными образованиями боковых притоков. В придолинной части в составе отложений террас появляются хорошо окатанные галечники неместного происхождения, состоящие из гранитов и метаморфических сланцев.

Уступы и поверхности высоких террас, особенно при выходе долины р. Чуи в Курайскую степь, осложнены мелкими четкими террасовыми уровнями, связанными, как и в Чуйской котловине, с приледниковым озером верхнеплейстоценового времени. Из этого следует, что высокие нижнеплейстоценовые террасы долины р. Чуи во время верхнеплейстоценового оледенения были кратковременно затоплены водами приледникового озера.

В Курайской котловине четкая морфологическая выраженность высокого комплекса террас пропадает. Здесь вдоль ее северного борта прослеживаются неясно выраженные высокие аккумулятивные поверхности, дополнительно террасированные озерными уровнями. Левобережные притоки р. Чуи — реки Арыджан, Балтырган прорезают высокие (130—150 м) террасовидные уступы, также четко испещренные мелкими (0,5—1,5 м) уступчиками озерного происхождения. В долины притоков Чуи вложен комплекс низких (до 20—25 м) грубовалунных флю-



жию Курайского хребта в Чуйской котловине. Характерна линзовидно-выкливающаяся
щебней и гравийных песков

виогляциальных террас, фациально связанных с верхнеплейстоценовыми конечными моренами рек Тёте и Ак-Туру.

Отложения, слагающие высокие террасы в котловине, были изучены нами на левом берегу р. Арыджан в 1 км ниже выхода ее из гор. Здесь обнаружена верхняя часть 140-метровой террасы, которая сложена серым некрупным слабо окатанным горизонтально- и косослоистым галечником с мелкими (до 0,5 м) валунами и линзами песков. Цементирующий материал песчано-гравийный, весьма рыхлый. В гальках преобладают местные породы: известняки и метаморфизованные эффузивы синия и нижнего кембрия, слагающие верховье рек Арыджан и Балтырган.

В самой Курайской котловине нижнеплейстоценовые моренные отложения и их соотношение с верхнеплейстоценовым ледниковым комплексом выражены достаточно четко. У подножия Северо-Чуйского хребта слившиеся между собой нижнеплейстоценовые морены, выходящие из долины Тёте, Актуру, Корымду, Куркурек, покрывают склоны хребта, спускаясь до высот около 1650 м. Поверхность этих древних морен денудирована и покрыта лесом. Одна из конечных морен выдвинута в котловину на правобережье р. Тёте. Ее поверхность по сравнению с вложенными в нее верхнеплейстоценовыми моренами выравнена, уплощена, имеет очень пологий внешний край, переходящий в наклонную поверхность флювиогляциальных высоких террас р. Чуи. Характерным для древней морены является также озерная террасированность, хорошо видимая на местности и на аэрофотоснимках, что отличает ее от вложенной верхнеплейстоценовой морены.

По северному борту котловины, у подножия Курайского хребта подобные соотношения двух моренных комплексов видны по рекам Артулук, Таджикилу, Курай. Вне четко выраженного внешнего края верхнеплейстоценовых морен прослеживается сильно сглаженная, размытая

морена нижнеплейстоценового оледенения, которая в отличие от молодой морены террасирована озерными уровнями, что было отмечено Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1958). Видимо, к нижнеплейстоценовым моренным и флювиогляциальным отложениям следует отнести валунники и галечники, покрывающие северные склоны возвышенностей на водоразделе рек Артулук и Курай. В настоящее время они «оторваны» от морены, покрывающей склон хребта, взбросом, по которому приподняты на 50 м.

Положение нижнеплейстоценовых конечных морен на склонах хребтов, окружающих котловину на высотах около 1800 м (южный склон Курайского хребта) и 1650 м (северный склон Северо-Чуйского хребта), свидетельствует о том, что сама Курайская котловина, расположенная на более низком уровне, в период этого оледенения не покрывалась льдом, что предполагалось ранее Б. Ф. Сперанским (1937) и А. И. Москвитиным (1946).

Ниже Курайской котловины, как отмечается большинством исследователей (Обручев, 1915; Нехорошев, 1932; Сперанский, 1937; Ивановский, 1957; Шукина, 1953, 1960; Раковец и Шмидт, 1963), нижнеплейстоценовый ледник распространялся по долине р. Чуи. Основными питающими центрами для него являлись верховья рек Маша-Юл, Белой и Чибитки. Единый, слившийся из четырех центров ледник в долине р. Чуи достигал 550—600 м мощности. Следы ледникового воздействия и валуны видны на бортах долины у пос. Мёны. По данным геологов Гидропроекта, проводивших буровые работы в долине р. Чуи выше пос. Мёны, нижнеплейстоценовые ледниковые и водно-ледниковые отложения представлены грубыми галечниками с валунами. Они погружены под урез р. Чуи и вскрываются скважинами под отложениями верхнего плейстоцена. Их общая мощность достигает 35—40 м.

Достаточно четко видны соотношения нижнеплейстоценовых и верхнеплейстоценовых ледниковых отложений ниже пос. Чибит. Здесь на левом борту древней долины р. Чуи в 150—160 м над ее дном сохранилось плечо древнего трога, перекрытое мореной мощностью 10—12 м. Остатки морены видны и на правом берегу долины, где они фиксируются на высотах до 250—300 м над рекой. На самом дне долины залегает конечная морена верхнеплейстоценового (первого постмаксимального) оледенения, с которой связан комплекс низких террас высотой до 45 м. Таким образом, здесь верхнеплейстоценовый ледниковый комплекс оказался вложенным в троговую долину, выработанную максимальным оледенением. Примерно такие же выводы относительно соотношения ледниковых комплексов в районе пос. Чибит содержатся в работах Е. Н. Шукиной (1953, 1960), О. А. Раковец и Г. А. Шмидт (1963). Вложенный моренный комплекс относится Шукиной к наиболее молодому чибитскому му оледенению, что мы считаем неверным.

Ниже устья р. Бельгеша верхнеплейстоценовые ледники по долине р. Чуи не распространялись. Однако сама долина Чуи до р. Ярбалык (около 20 км) сохраняет четкий троговый профиль, что было отмечено В. А. Обручевым (1915), Е. Н. Шукиной (1953) и Л. Н. Ивановским (1942). На высотах 200—240 м над дном долины видны уступы и перегибы склона, отвечающие, видимо, плечам древнего трога. Мелкие боковые притоки являются подвешенными по отношению к главной долине, обрываясь в нее на уровне этих заплечиков водопадами. На уступах сохраняются валуны и галька неместных пород: гранитов, гнейсов, метаморфических сланцев. Крупные валуны и глыбы тех же пород довольно часто среди флювиогляциальных отложений террас низкого комплекса. Интересно отметить, что отложения низких террас в общем весьма мелкогалечные даже в месте их сопряжения с конечной верхнеплейстоценовой мореной у пос. Чибит. Но ниже, в троговой части долины они

обогащаются крупно-глыбовым материалом, вымытым из более древних ледниковых отложений, занимавших ранее долину р. Чуи.

Е. Н. Шукина (1953, 1960), Л. Н. Ивановский (1953) предполагают, что пиннеплейстоценовый ледник продвигался до устья р. Чуи. Они отмечают, что в цоколях низких террас вскрывается нижнеплейстоценовая грубовалунная морена. О. А. Раковец и Г. А. Шмидт (1963), придерживаясь в общем этой же точки зрения, отмечают недостаточность фактического материала для таких реконструкций. Нами древней морены нигде в основании низких террас не отмечалось.

Высокие (90—250 м) террасы начинают встречаться в устьях притоков р. Чуи ниже р. Ярбалык. Они сложены грубыми галечниками и валунами, чередующимися с прослоями гравелитов и песков. В составе обломков встречаются как местные, так и неместные породы, принесенные сверху по долине р. Чуи. Крупные размеры глыб и валунов позволяют предполагать транспортировку их ледником. Сами отложения высоких террас у р. Ярбалык являются флювиогляциальными. Видимо, в этом месте долины р. Чуи оканчивался нижнеплейстоценовый ледник, от которого вниз по долине распространялись флювиогляциальные потоки.

Ниже по долине р. Чуи характер отложений высоких террас постепенно начинает меняться. Исчезает грубовалунный материал, преобладают гравийно-галечные отложения, отличающиеся горизонтальной слоистостью, встречаются прослои песков и тонких супесей. В устье р. Белый-Бом выражены уступы террас высотой 275, 225, 200, 135—140, 90—100, 70 м. Все эти террасы являются по существу эрозионными, вырезанными в единой галечно-гравийной толще. Для комплекса высоких террас долины р. Чуи, как отмечал Л. Н. Ивановский (1953), в общем характерен довольно мелкообломочный материал. Валун и гальки гранитов и метаморфических пород встречаются в меньшем количестве и приурочены, как правило, к центральным частям долины р. Чуи. В составе отложений террас часты прослои слабо окатанного гравия и мелкого щебня.

Отложения, слагающие высокие террасы, имеют сложный генезис. В них наблюдаются пачки аллювиальных галечников, чередующихся с прослоями песков и мелких гравелитов озерного типа. Довольно значительное место принадлежит пролювиальным отложениям, которые в виде прослоев щебнистого материала тяготеют к присклоновым частям высоких террас. Эти полигенетические отложения образуют единую толщу, заполняющую долину р. Чуи, в которой вырезаны эрозионные террасы высотой от 90 до 250 м. Аллювий этих террас отличается малой мощностью и представлен обычно пачками грубых галечников.

Высокие террасы протягиваются до устья р. Чуи и ниже по р. Катунь (вне исследованного района). Они широко развиты в районе пос. Иня, где были описаны В. А. Обручевым (1915), Е. Н. Шукиной (1953), Л. А. Рагозиным (1948) и В. Е. Поповым (1956). Е. Н. Шукина (1953) считает, что в их основании обнажается горизонт катунской морены, а верхнеплейстоценовая майминская морена является вложенной в комплекс высоких террас.

Наши наблюдения по участку долины р. Катунь от устья р. Чуи до устья р. Б. Еломан, проведенные летом 1962 г. совместно с Е. В. Шанцером, И. Г. Лискун и Н. А. Ефимцевым, позволили прийти к другой точке зрения. Террасы сложены сравнительно мелкообломочными гравийно-галечными горизонтально- или слабо наклоннослоистыми отложениями. В нижних частях этой единой толщи отмечаются отдельные пачки грубых валунников и галечников мощностью в 10—12 м. Часты прослои тонких горизонтальнослоистых песков, алевроитов и глин, достигающих мощности до 20 м.

Литологические и текстурные признаки отложений высоких террас р. Катунь свидетельствуют об их сложном генезисе. Большая часть

отложений (горизонтальнослоистые глины, алевроиты, пески, гравийники) представляет собой осадки озерного и озерно-дельтового происхождения, накапливающиеся в долине во время максимального оледенения. Грубые галечные и валунные прослои являются, видимо, флювиогляциальными.

Накопление столь мощных (до 300 м) отложений, выполняющих долину р. Катунь на сравнительно небольшом участке, может, на наш взгляд, объясняться двумя факторами. Во-первых, во время максимального оледенения флювиогляциальные потоки были перегружены рыхлым материалом. Этому способствовала, видимо, климатическая обстановка, благоприятствовавшая оживлению процессов морозного выветривания, в результате чего масса обломочного материала поступала в долину со склонов. Во-вторых, накопление отложений происходило в относительно опущенном тектоническом блоке долины р. Катунь, в условиях подпруживания нижерасположенным поднимающимся блоком.

Палинологические материалы из отложений высоких террас свидетельствуют о преобладании во время их накопления недревесной растительности с большим участием эфедры, полыней и сложноцветных, что указывает на развитие степных ландшафтов в условиях холодного климата.

Таким образом, отложения нижнего плейстоцена Юго-Восточного Алтая представляют собой генетически разнородные образования. Ледниковые отложения времени максимального оледенения выражены в виде сильно денудированных конечных морен, распространенных вне морфологически четко выраженных морен верхнеплейстоценового оледенения. В районах развития постмаксимального оледенения им соответствуют горизонты грубых флювиогляциальных валунников и галечников, залегающих в эрозионных долинах непосредственно на отложениях эоплейстоцена и перекрытых верхнеплейстоценовой мореной. Наличие во многих таких разрезах нескольких пачек валунно-галечных отложений, которые в настоящее время выделяются нами в единый ледниковый комплекс, дает надежду на возможное более детальное разделение нижнего плейстоцена в дальнейшем.

Во внеледниковой области максимальному оледенению отвечают пролювиальные отложения, слагающие высокие конусы выноса по окраинам межгорных впадин. В долинах рек Чуи и Катунь в это время формируются озерно-флювиогляциальные отложения высоких террас.

Возраст нижнеплейстоценового горизонта определяется его стратиграфическим положением в разрезе между верхнеплейстоценовыми отложениями башкаусской свиты и ледниковыми верхнеплейстоценовыми отложениями. Палеонотологически на описываемой территории он почти не охарактеризован. Ближайшие находки фауны млекопитающих из отложений нижнего плейстоцена указываются Л. Д. Шорыгиной (1957, 1960) и Н. А. Ефимцевым (1958, 1961₂) в Западном Туве в долине р. Чингекат, где были обнаружены зуб и кости *Mammuthus primigenius* раннего типа. Имеющиеся палинологические материалы свидетельствуют о достаточно холодных и весьма ксерофитных климатических условиях времени его накопления.

Весьма важное значение имеет выяснение соотношений осадков времени максимального оледенения Алтая с отложениями предгорий Алтая и юга Западной Сибири. Е. Н. Шукина (1953, 1960) считает, что катунский горизонт морены в горах отвечает песчано-гравийной и галечной толще аллювия, вскрывающегося в разрезе высокой (IV) террасы р. Бии в районе Бийска. Из основания аллювиальных песков и из подстилающих сизых глин «саусканихинского горизонта» Е. Н. Шукина (1960) указывает находки фауны млекопитающих хазарского комплекса: *Mam-*

muthus trogontherii Pohl., *Bison priscus longicornis* Grom., крупные формы *Rhinoceros* sp. и *Equus* sp. К отложениям IV террасы прислоняются аллювиальные пески и галечники боровых (II—III) террас с фауной верхнепалеолитического комплекса.

А. И. Москвитин (1960) с максимальным оледенением Алтая сопоставляет «свиту Б», которая соответствует катунскому горизонту аллювия, описанному выше. В. А. Мартынов (1957) выделяет толщу аллювиальных песков и венчающих их лёссовидных суглинков в красnodубровскую свиту, считая, что она соответствует времени максимального оледенения.

Однако новые палеонтологические находки в описываемых отложениях заставляют пересмотреть возраст выделенных горизонтов и в связи с этим ставят под сомнение проведенные ранее сопоставления отложений предгорий с ледниковыми горизонтами гор. В. Е. Рясной (1962) в «сизых» суглинках («саусканихинский горизонт» Е. Н. Шукиной), подстилающих катунский горизонт аллювия, были сделаны находки *Equus* ex gr. *robustus* Pomel., *Paracamelus alutensis* (Stef.), *Archidiscodon meridionalis* (Nesti.). Эта фауна, по заключению В. И. Громова, несомненно более древняя, чем тираспольская, и может относиться к таманскому или ханжонскому фаунистическому комплексу. В верхних частях «сизых» суглинков В. Е. Рясной были найдены также остатки *Equus* cf. *mosbachensis* Reich. В средней части вышележащей аллювиальной (катунской) толщи В. Е. Рясной были обнаружены in situ зубы и кости *Elephas wüsti* A. Pavl., который характерен для низов плейстоцена (по схеме 1932 г.). В более высоких горизонтах аллювиальной толщи Степного плато был найден череп *Bison priscus longicornis* W. Grom.

Таким образом, возраст толщи катунских аллювиальных песков, исходя из приведенных новых фаунистических находок, должен быть понижен и определяться нижним — средним плейстоценом (схемы 1932 г.), а времени максимального оледенения Горного Алтая может, видимо, соответствовать лёссовый покров, развитый на поверхности плато. В настоящее время увязка максимального оледенения Горного Алтая и юга Западной Сибири требует специальных работ. Максимальному оледенению в горах, вероятно, соответствует лишь самая верхняя часть аллювиальной толщи и основная толща лёссов, перекрывающих ее. К подобным выводам пришел О. М. Адаменко (1963), указавший, что максимальному оледенению Алтая и Западной Сибири соответствует в Бийско-Барнаульском Приобье красnodубровская свита, а также аллювий шестой террасы р. Бий.

Верхний (вюрмский) ярус плейстоцена

Отложения верхнего плейстоцена наиболее широко развиты на территории Юго-Восточного Алтая. Они представлены различными генетическими типами осадков, среди которых первое место принадлежит отложениям ледникового комплекса. Все отложения имеют прекрасную морфологическую выраженность в рельефе, что значительно облегчает выяснение их взаимоотношений.

Нами среди отложений верхнего плейстоцена выделяются два горизонта, соответствующих двум древним оледенениям. К первой половине верхнего плейстоцена нами относятся отложения, выделенные ранее Е. Н. Шукиной (1960), под наименованием майминских, или отложений «максимального оледенения», по О. А. Раковец и Г. А. Шмидт (1963). Ко второй половине верхнего плейстоцена нами относятся ледниковые комплексы аккемского (чибитского), или «постмаксимального» оледенения тех же авторов.

Нижняя половина верхнего плейстоцена

Вопрос о межледниковых отложениях, разделяющих нижнеплейстоценовый и верхнеплейстоценовый горизонты на Юго-Восточном Алтае, решается довольно сложно. В разрезах, где представлены два горизонта морен, разделяющие их межморенные осадки встречаются чрезвычайно редко, что, видимо, связано со значительным размывом, происшедшим после максимального оледенения.

В долине р. Чулышман нижнеплейстоценовая морена отделена от вышележащей горизонтом крупного плотно сгруженного валунника, являющегося по существу «моренным перлювием» — перемытой нижней мореной. Его мощность в верховьях долины (устья р. Бобачек) составляет 2,5—3,0 м. Ниже он переходит в валунно-галечную пачку до 20 м мощностью. Эти осадки у устья р. Садеуртем представляют хорошо промытые, горизонтально- и косослоистые крупные галечники и валунники, перекрывающиеся палево-серой мореной верхнего плейстоцена. Палинологические исследования этих отложений, произведенные В. Н. Тихомировым, показали почти полное отсутствие пыльцы и спор.

В разрезах по рекам Кубадру и Кысхыштубек горизонты морен разделяются пачкой мелких галечников, содержащих в своей верхней части прослой и линзы светло-серых озерно-ледниковых ленточных глин с характерными карбонатными конкрециями. Разрез верхней части обнажения на р. Кубадру выглядит следующим образом (сверху вниз):

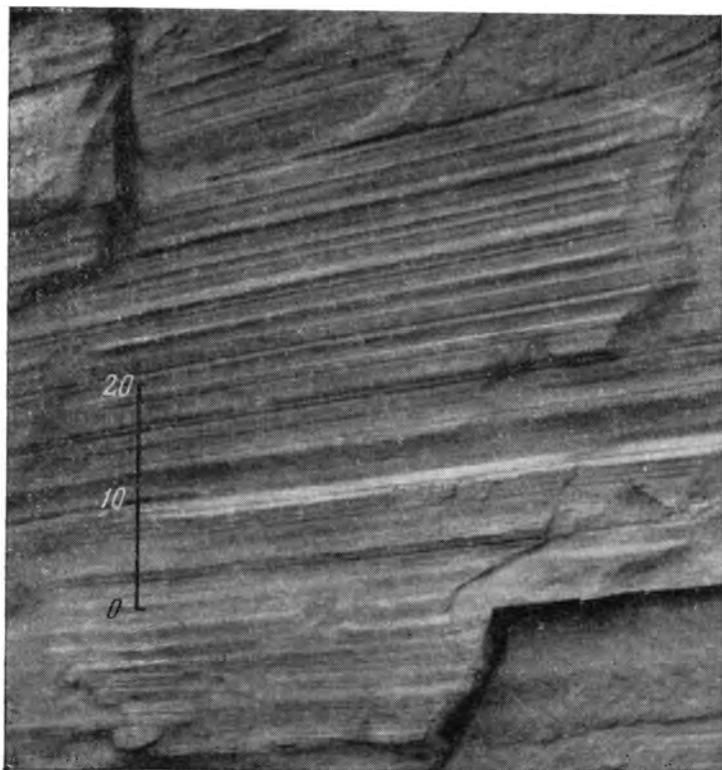
Мощность, м

Q^2_3 gl. 1.	Моренный суглинок светло-серого цвета с редкими валунами, гальками и прослоями флювиогляциальных галечников	5—20
Q^1_3 lm—gl 2.	Глины и алевроиты ленточные, светло-серые, горизонтально-слоистые, содержащие лепешковидные округлые конкреции, распространенные в слое неравномерно. Пачка алевроитов приурочена к тальвеговой части долины, где достигает максимальной мощности. В ее нижних частях появляются прослой гравия и мелкого галечника	3—10
Q^1_3 flg 3.	Галечники неясно-горизонтально-слоистые с гравием и песком серого цвета, выклинивающиеся в сторону коренного склона долины	2—4

Эти отложения залегают на грубых флювиогляциальных валунниках нижнего плейстоцена, синхронных максимальному оледенению.

Е. Н. Шукина (1953) отнесла слои 2 и 3 к межледниковым катунско-майминским отложениям. Горизонт ленточных алевроитов сопоставляется ею с пачкой озерных песков и илов с прослоями торфа, залегающих в области предгорий Алтая между толщами, соответствующими двум (катунскому и майминскому) ледниковым горизонтам. По типичному разрезу этих отложений указанный горизонт получил название ненинского. Рассматривая вышеописанные озерно-ленточные межморенные отложения, Е. Н. Шукина указывает, что пылевые спектры из этих отложений не представляют собой типичных «межледниковых спектров». Видимо, исходя из этого, в более поздней работе Е. Н. Шукина (1961) допускает стадийный характер перерыва между оледенениями.

Н. А. Ефимцев (1958, 1961₂) считает, что подобные осадки отложились в ледниковое время и не могут, таким образом, рассматриваться как межледниковые. Им приводятся примеры связи формирования ленточных глин с моренами. Однако как в приводимых автором, так и в наблюдавшихся нами разрезах ленточные глины бывают приурочены или к основанию ледниковой серии осадков, где они местами являются межморенными (реки Кубадру, Тускуль), или к верхам этой серии (реки Хемчик, Чулышман, Б. Улаган, Богояш, Чаган-Узун, Тархата, Джасатер и др.), где они являются надморенными образованиями. Указание Н. А. Ефимцева (1961₂, стр. 96) на то, что в разрезе р. Чаган-Узун ленточные отложения будто бы залегают линзой среди морены, является



Фиг. 44. Ленточная слоистость в толще озерно-ледниковых глин (Q_3^2 lm — gl) по р. Тужар

ошибочным. Присутствие в ленточных алевритах прослоев флювиогляциальных галечников (р. Кубадру) по существу не меняет дела, так как принципиально важно, что вся пачка озерных алевритов обязательно тяготеет к верхам или низам ледникового комплекса. Другое дело, могут ли эти ленточные глины и алевриты рассматриваться как межледниковые?

Обратимся к имеющимся спорово-пыльцевым данным из озерных ленточных отложений разреза р. Кубадру (материал Е. В. Девяткина, аналитик Е. С. Стефанович). В составе растительности из нижней части глин преобладают древесные породы (до 67%), главным образом *Pinus silvestris* — до 30% и *P. sibirica* — 38%, меньше *Picea* — от 6 до 20%, *Betula* (включая *B. nana*) — от 15 до 41%, *Abies*, *Larix*, *Alnus* — до 3—5%. Из недревесных преобладают *Artemisia*, *Polygonaceae* — до 15—22%. Показательно повышенное содержание спор мхов и плаунов — *Bryales*, *Lycopodium*, *Sphagnum*. Выше, непосредственно под мореной, преобладает недревесная пыльца (до 87%). Рассматривая указанный спектр, можно предположить, что он, видимо, отражает климатические условия, существовавшие в этом районе во время накопления межморенной толщи. Однако часть пыльцы могла быть и переотложенной, на что, в частности, указывает присутствие в трех образцах нескольких пыльцевых зерен *Пех*, несомненно попавших из третичных отложений.

Литология самих ленточных межморенных глин и алевритов позволяет считать их образованиями с сезонной сменой слоистости, выражающейся в чередовании глинистых и алевритовых слоев (фиг. 44). Их мощность местами достигает 12—16 м, что при толщине пары слоев

в 0,8—1 см позволяет определить суммарное время накопления осадков от 1500 до 2000 лет. Вышеприведенные палинологические и литологические данные не позволяют сделать вывода о теплых климатических условиях времени накопления межморенных отложений. Видимо, они были весьма суровыми и не похожими на климатические условия, принимаемые обычно как межледниковые. Однако длительность накопления межморенных осадков и, главное, четкое стратиграфическое положение их между двумя ледниковыми горизонтами позволяют предполагать существенный перерыв в развитии ледниковых процессов.

При прослеживании межморенного горизонта из области высокогорья в предгорья или в сторону межгорных впадин спорово-пыльцевой спектр его должен, по-видимому, принимать все более четкий «межледниковый» характер в связи с увеличивающейся разницей климатических условий ледникового и межледникового времени в этих районах. Показателен в этом отношении спорово-пыльцевой спектр, приводимый Л. Д. Шорыгиной (1960) для межморенных глинисто-торфянистых и щебнистых осадков разреза Чингекат в Западной Туве. Хотя содержание древесных пород здесь не превышает 35%, состав их более разнообразен — ель, сосна, пихта, лиственница, ольха, береза.

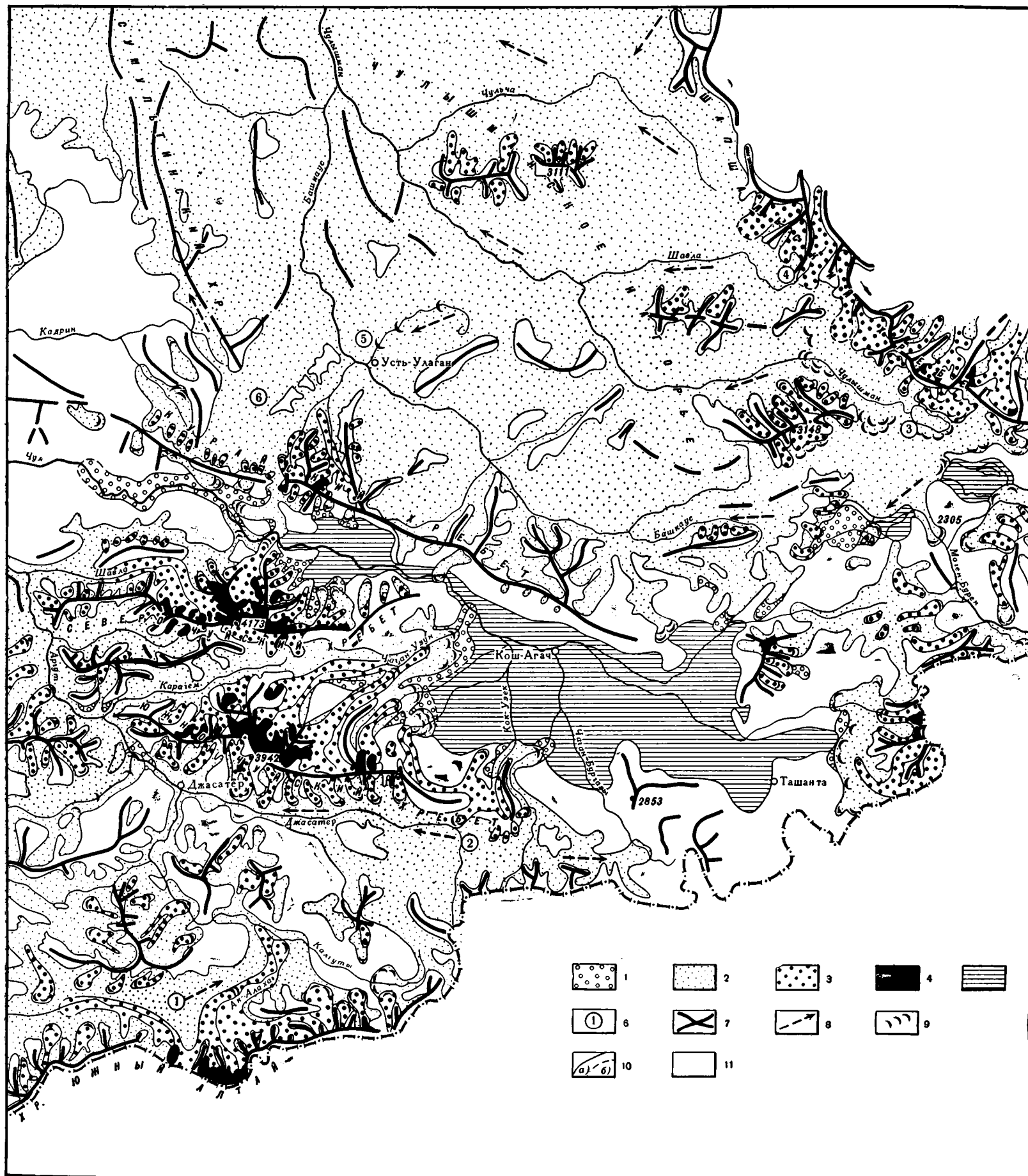
Е. Н. Шукина (1953, 1960) указывает, что катунско-майминские межледниковые отложения в предгорной и равнинной части Алтая представлены серыми иловатыми глинами, вскрывающимися в разрезах высоких террас р. Бии («ненинский горизонт»). Согласно О. В. Матвеевой (1960), в предалтайской части территории климат этого времени был влажнее и мягче, чем во время накопления толщи грубого аллювия (катунский горизонт.— Е. Д.), лесостепные ландшафты этой эпохи характеризуются появлением нового (второго), но более слабого максимума ели. Здесь ель произрастала не в условиях леса, а в условиях лесостепи.

Таким образом, пачка ленточных глин и алевроитов, разделяющих два ледниковых горизонта ниже- и верхнеплейстоценового времени, имеет четкое стратиграфическое положение. Его палинологическая характеристика не позволяет считать указанные отложения типичными межледниковыми для высокогорных районов Юго-Восточного Алтая. Однако длительное время перерыва между оледенениями, в течение которого накапливались эти осадки, позволяет четко индивидуализировать ледниковые горизонты. Разная морфология поверхности денудированных нижнеплейстоценовых и хорошо выраженных верхнеплейстоценовых морен также предполагает значительный перерыв между ними. Исходя из вышеизложенного, мы рассматриваем эти горизонты как отвечающие двум самостоятельным оледенениям, разделенным слабым климатическим потеплением в горах и четким межледниковьем в предгорьях и на равнинах Алтая.

Осадки, приуроченные к перерыву между оледенениями, редко сохраняются в горах. Они, вероятно, имеются в межгорных впадинах, где в условиях прогибания осадконакопление продолжалось без перерыва. Эти отложения доступны изучению только по скважинам, однако они не индивидуализируются в керновом материале из-за их грубого состава и промытости в процессе бурения. В долинах рек Чуи, Катунь, Джасатера, Аргута на межледниковое время обычно приходится эрозионный врез и формирование уступов высокого комплекса террас.

Отложения первого постмаксимального оледенения ледниковой зоны

Первое постмаксимальное оледенение занимало до 70% территории и имело различный характер в зависимости от геоморфологических и климатических условий — от карового до покровного. Осадки леднико-



Фиг. 45. Схематическая карта распространения плейстоценовых оледенений на Юго-Восточном Алтае (составил Е. В. Девяткин с использованием материалов Г. А. Максимовой, А. И. Музиса, О. А. Раковец, Г. А. Шмидт).

1 — область со следами нижнеледниковой максимального оледенения; 2 — область верхнеледниковой первого постмаксимального оледенения; 3 — область верхнеледниковой второго постмаксимального оледенения; 4 — современное оледенение; 5 — область верхнеледниковых приледниковых озерных бассейнов; 6 — ледомы: 1) Бертекский, 2) Тархатинский, 3) Джулукульский, 4) Сайгонышский, 5) Улаганский, 6) Сарулукульский; 7 — осевые части горных хребтов; 8 — направление движения льда; 9 — конечные и стадийные морены; 10 — границы: а — установленные, б — предполагаемые; 11 — внеледниковые области

вого комплекса, их мощности и фациальные изменения теснейшим образом связаны с рельефом местности. Схема распространения древнего оледенения показана на фиг. 45.

Отложения области долинного оледенения. В высокогорных хребтах, которые являлись наиболее поднятыми неотектоническими структурами и в связи с этим имели максимальное эрозийное расчленение, оледенение имело преимущественно горно-долинный характер. Хребты Шапшальский, Чулышманский, Курайский, Чихачева, Северо- и Южно-Чуйский, Катунский, Южный Алтай являлись центрами древнего оледенения. В них долинными ледниками, локализуясь по глубоким трогам, обладали значительной силой экзарации и оставили отложения малой (до 10—15 м) мощности. Это преимущественно донные морены, с поверхности сильно перекрытые и представленные валунно-галечным моренным перелювием, характерным для днщ трогов. В трогах обычно бывает выражен один или несколько валов боковой морены мощностью до 25—30 м, состав которой отличается повышенным содержанием слабо окатанного материала, попавшего сюда со склонов трога. Боковые морены характеризуются также песчанистостью цементирующего материала и большим количеством обломков пород. Водно-ледниковые отложения в области высокогорных хребтов развиты слабо и локализуются по днищам троговых долин.

Отложения области покровного оледенения. В областях слабо расчлененного денудационного рельефа Чулышманского плоскогорья, водораздела рек Чулышман и Башкаус, северного подножия Курайского хребта, частично плато Укок оледенение носило покровный характер. Мощность льда и сила его экзарационного воздействия были неодинаковы, поэтому распределение ледниковых осадков здесь весьма неравномерно. Морены приурочены к понижениям и речным долинам, находящимся вне области наиболее интенсивного движения льда. Мощность ледниковых отложений достигает здесь 35—50 м. Хорошо выражены боковые морены — широкие плоские валы, располагающиеся на склонах этих ледниковых ложбин. На днищах долин поверх моренных отложений часто залегают флювиогляциальные озерно-ледниковые галечники, пески и алевроиты мощностью до 10—12 м.

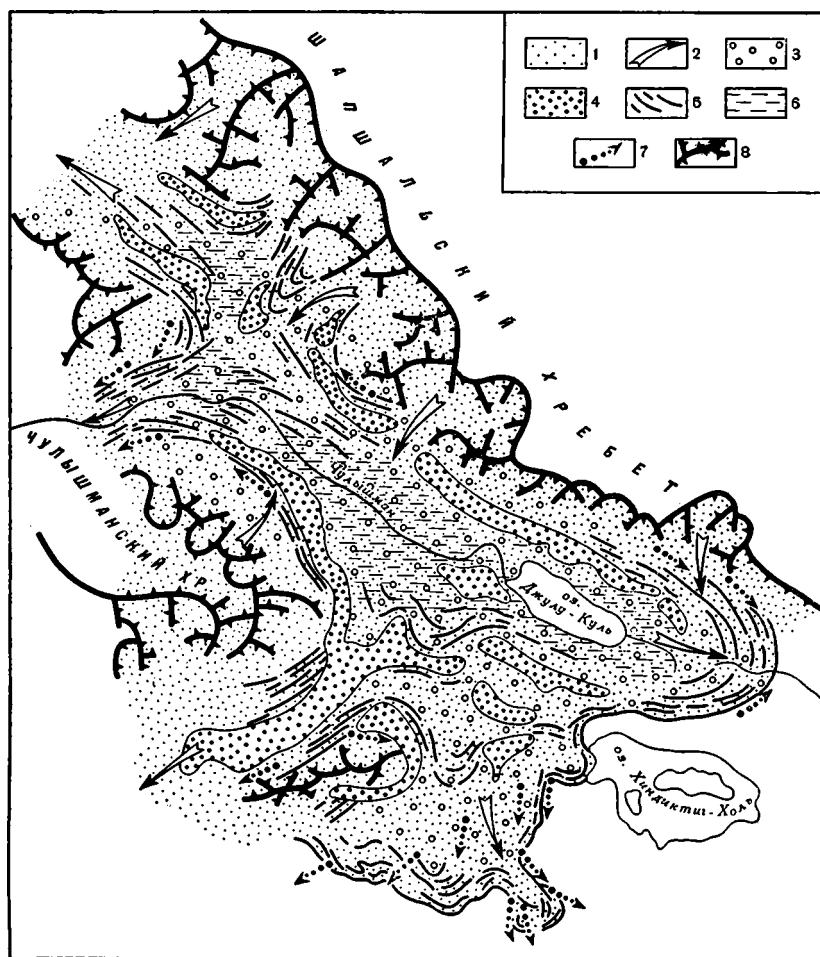
Низкие водоразделы области покровного оледенения несут следы пребывания оледенения в виде маломощного (до 10 м) чехла морены, которая часто бывает размытой. Возвышенные части этих водоразделов отличаются широким развитием полей крупноглыбового элювия — курумов, что связано с развитием интенсивного физического выветривания. Возможно, эти части водоразделов не имели покрова движущегося льда, а несли на себе крупные снежно-фирновые шапки.

Отложения области ледоемов. Весьма интересные формы имело верхнеплейстоценовое оледенение в приподнятых межгорных впадинах, лежащих вблизи снеговой границы того времени. Эти впадины явились местом аккумуляции крупных ледниковых масс, поступавших из окружающих хребтов. Подобные формы древнего оледенения были названы В. П. Нехорошевым (1930) ледоемами. Он отнес к ним плато Укок, Чуйскую, Джулукульскую и Уймонскую впадины. Впоследствии Б. Ф. Сперанским (1937) и А. И. Москвитиным (1946) древние ледоемы были реконструированы во многих котловинах Горного и Рудного Алтая (Курайская, Май-Копчегайская, Марка-Кульская, Лениногорская). Е. Н. Щукина (1953, 1960) установила, что ледоемы действительно имели место, но их распространение было весьма ограничено. К этим же выводам пришли и другие исследователи Алтая. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1958, 1961), О. А. Раковец и Г. А. Шмидт (1963) установили, что ряд межгорных котловин Юго-Восточного Алтая (в частности Чуйская и Курайская) вообще полностью не покрывались льдом.

Подробно вопрос о ледоемах и их генетических признаках разбирается в статье Е. В. Девяткина, Н. А. Ефимцева, Ю. П. Селиверстова и И. С. Чумакова (1963). Приводя фактические данные, отрицающие существование ледоёмов в Чуйской, Курайской, Уймонской, Лениногорской, Май-Копчегайской, Марка-Кульской, Джаман-Каракобинской котловинах, авторы выделили ряд действительно существовавших древних ледоёмов и определили их характерные признаки.

Одним из наиболее выразительных ледоёмов Юго-Восточного Алтая был Джулукульский (фиг. 46). Он сформировался в Джулукульской котловине, куда из окружающих высокогорных хребтов, сливаясь между собой, спускались ледники, достигавшие мощности около 600 м (Ефимцев, 1961). В максимальную фазу оледенения ледоём приобрел, видимо, саморазвитие, поверхность льда наращивалась непосредственно за счет твердых осадков, аккумулировавшихся на ней вследствие низкого положения снеговой границы. Крупные ледниковые потоки направлялись из Джулукульского ледоёма по долинам рек Чулышман и Багояш.

Для Джулукульского ледоёма весьма характерны определенные сочетания разных типов отложений ледникового комплекса. Днище впади-



Фиг. 46. Схема строения Джулукульского ледоёма.

1 — площадь, покрывавшаяся оледенением; 2 — направление движения льда; 3 — область развития морен; 4 — область развития камов и камовых террас; 5 — дуги боковых морен; 6 — область развития озерно-ледниковых отложений; 7 — маргинальные каналы; 8 — кары и цирки



Фиг. 47. Камовые террасы по окраинам Джулукульской котловины

ны все выстлано донной и основной мореной. Рельеф морены обычно слабо бугристый, а в местах выхода ледниковых потоков из котловины приобретает форму широких плоских и удлиненных холмов, протягивающихся по направлению движения льда. Подножия окружающих котловину хребтов заняты довольно мощными (несколько десятков метров) боковыми или краевыми моренами, ориентированными вдоль склонов. Они имеют форму крупных (до 50—70 м высоты) валов, разделенных ложбинами. Боковые морены нередко поднимаются по склону до высоты 250—350 м над ее дном. Для ледоемов типичны внутриледниковые флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения, связанные с периодом деградации льда в котловине. Это камовые террасы и камы, обрамляющие все подножия окружающих котловину гор на высотах от 2225 до 2300 м и заходящие в долины рек Чулышман, Туту-Оюк, Багояш (фиг. 47). Камовые террасы образуют несколько (до пяти) уступов высотой от 10—15 до 60—75 м. У их подножия расположены песчано-гравийно-галечные камы нечеткой, расплывчатой формы, высотой 30—40 м. Камы часто группируются в вытянутые цепочки, приобретая удлиненную форму озов. Они наиболее развиты у выхода из котловины р. Чулышман. Серии вытянутых камов и озовых гряд отмечают направление движения надледниковых и внутриледниковых водных потоков.

Состав камовых террас у их внешнего края песчано-гравийный, с отдельными гальками и валунами до 0,3—0,5 м. Пески неокатанные, грубые, серые, палево-серые, хорошо промытые, полимиктовые. В верхних террасах преобладает грубый галечный материал, тыловые части террас фациально переходят в примыкающую к ним морену. Состав отложений низких террас более песчаный, появляется неясная горизонтальная слоистость.

Формирование камовых террас связано с деградацией массивов мертвого льда, который не имел связи с ледниками окружающих ледоем горных хребтов, подножия которых уже были свободны ото льда. Это способствовало формированию в этих местах приледниковых озер и протоков, отложения которых и образовали описанные формы.

Днище котловины выстлано озерно-ледниковыми песчано-глинистыми отложениями небольшой (4—6 м) мощности, которые отмечают самый заключительный момент деградации мертвого льда в котловине.

Таким образом, на примере Джулукульского ледоема можно наметить основные признаки, присущие подобным областям древнего оледенения:

1. Положение межгорных впадин на достаточно высоких абсолютных отметках (около 2200 м).
2. Наличие высокогорных хребтов, окружающих впадины и являющихся основными питающими центрами оледенения.

3. Наличие долин, выходящих из котловины, по которым существовал отток ледниковых масс.

4. Широкое развитие основной морены, выстилающей дно впадины.

5. Обилие внутриледниковых флювиогляциальных отложений, связанных взаимопереходами с основной и боковой мореной, образующих ряд специфических форм камовых террас, камов, озов.

6. Для центральных наиболее низких частей впадин характерны маломощные горизонтально-слоистые озерно-ледниковые отложения, перекрывающие морену.

Ледоемы во время первого постмаксимального оледенения существовали также в Сайгонышской, Улаганской и Сарулукульской котловинах, в верховьях рек Тархата и Джасатер и в Бертекской котловине.

Отложения области ледников подножий. Древние ледники принимали весьма интересные морфологические формы у подножий горных хребтов. Выходя из гор, они здесь сливались между собой в единый ледник подножия. В этих местах в результате резкого перегиба продольного профиля долин создавались условия для аккумуляции ледниковых отложений большой мощности.

У северного подножия массива Монгун-Тайга морена ледника подножия имеет несколько различный состав, что подчеркивается ее морфологией. Внешняя часть моренного поля сложена крупноглыбовой супесчаной мореной, образующей дугообразные крупные валы. Ширина пояса этих валов 2—3 км. Внутренняя часть поля морены имеет и более суглинистый состав и отличается слабо всхолмленным рельефом. В местах выхода трогов из гор, вдоль их бортов, протягиваются валы боковых крупноглыбовых морен высотой до 100 м.

Особенно крупными размерами отличались ледники подножия Южно-Чуйского хребта по юго-западной окраине Чуйской котловины. Слившиеся ледники рек Чаган, Чаган-Узун, Елангаш образовывали предгорный ледниковый покров шириной до 25 км и длиной до 40 км, к которому с востока близко примыкал ледник подножия р. Ирбисту, а еще восточнее — ледник подножия рек Тархаты и Кок-Узек.

Изменение состава морены и морфологии ее поверхности такое же, как и у подножия хр. Монгун-Тайга. Здесь отмечается несколько серий моренных дуг, видимо, отвечающих стадиям отступления древнего оледенения. Внутри поля конечных морен, в области цунгового бассейна, широким развитием пользуются залегающие на морене озерно-ледниковые ленточные алевриты, глины и галечники общей мощностью до 15—25 м.

Внешний край конечных морен, выходящих в Чуйскую котловину и оканчивающихся на высотах менее 2100 м (реки Чаган-Узун, Елангаш, Тархата и др.), имеет террасированную и несколько размытую поверхность, что свидетельствует о том, что они спускались непосредственно в приледниковое озеро, занимавшее во время оледенения Чуйскую котловину. Характер перехода конечных морен во флювиогляциальные отложения будет описан ниже.

На северном склоне Северо-Чуйского хребта в Курайской котловине слившиеся ледники рек Куркурек, Курынду, Ак-Туру, Тёте занимали узкую полосу подножия хребта, оканчиваясь на высотах 1650—1700 м. Их края спускались в приледниковое озеро, занимавшее всю Курайскую котловину. На южном склоне Курайского хребта существовали небольшие долинные ледники по рекам Курай, Арталук, Кызыл-Таш. Небольшой ледник подножия образовывали слившиеся ледники долины Таджилу и Ярлы-Амры.

Крупный долинный ледник, спускавшийся из массива Биш-Ирду (Северо-Чуйский хребет) по долине р. Машаюл и подпрудивший Курайское приледниковое озеро, разделялся на два языка у пос. Баратал. Это

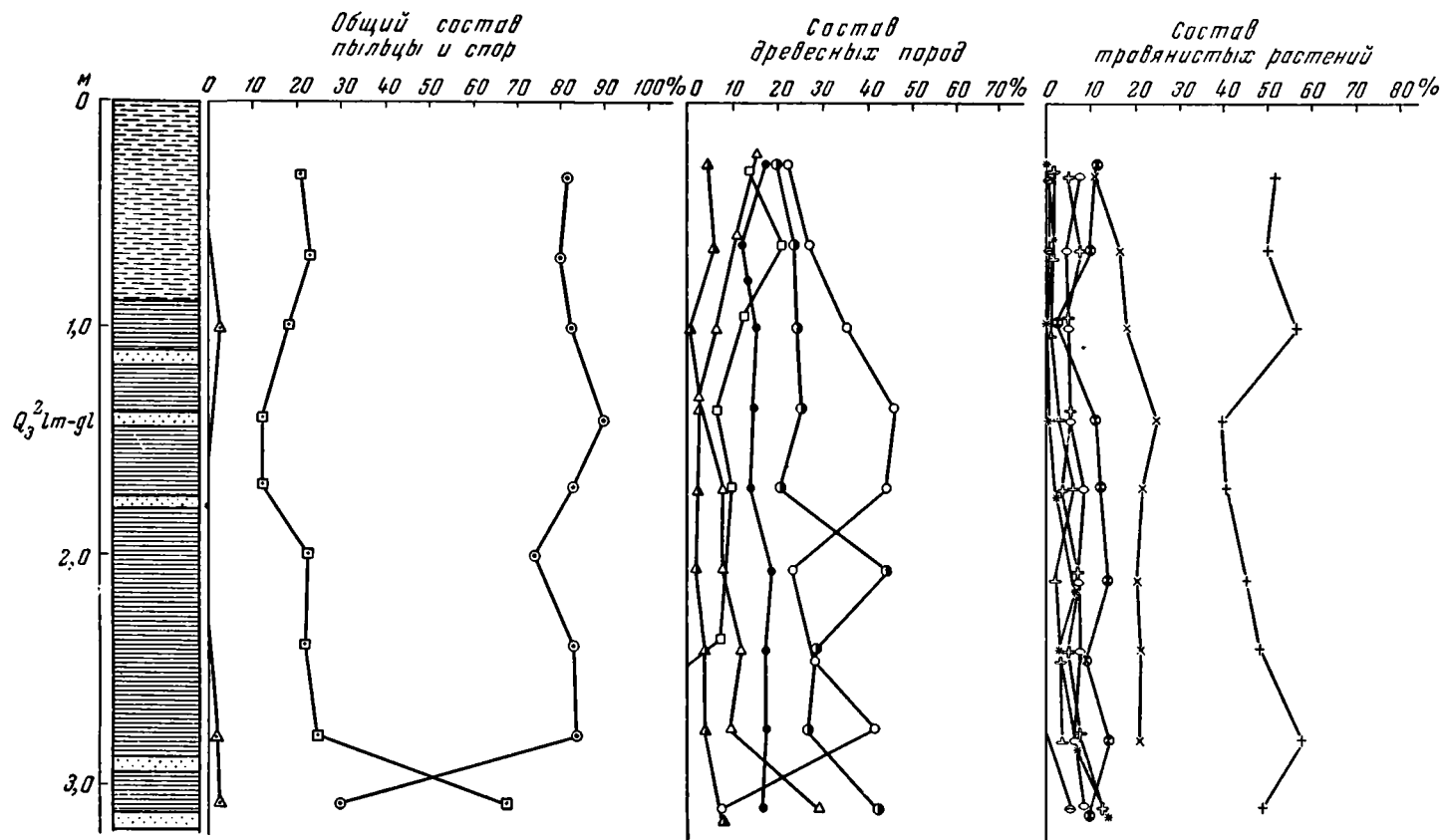
место в долине р. Чуи описано многими исследователями Алтая — В. А. Обручевым, Б. Ф. Сперанским, Е. Н. Шукиной, Ю. А. Кузнецовым, Л. Н. Ивановским. Южный ледник, видимо, не доходил до пос. Чибит, оканчиваясь в 4 км от него; северный же, принимая в себя ледники рек Чибитки, Белой, Ярлы-Амры, спускался до пос. Чибит, где оставил конечную морену. Вся северная брошенная рекой часть долины занята в настоящее время моренными и флювиогляциальными отложениями. Причем, на участке от пос. Старые Мёны до пос. Новые Мёны, как видно в карьерах строящейся ГЭС, развиты с поверхности преимущественно водно-ледниковые галечники и пески, занимающие центральные части долины. Моренные же отложения приурочены лишь к бортам долины, где сохраняются в виде небольших изолированных холмов, не образующих характерных для конечных морен дуг.

Подобное строение ледниковых отложений этой части долины р. Чуи не позволяет согласиться с выделением на этом участке стадияльной морены, как это предполагал В. А. Обручев (1915); позднее она была названа Е. Н. Шукиной (1960) «мёнским стадиалом».

Конечная морена у пос. Чибит имеет сложное строение, что не отмечалось ранее. Восточная ее часть (в самом поселке) сложена материалом, принесенным ледниками рек Машаюл и Чибитки. В его составе преобладают граниты, метаморфические сланцы, мигматиты, известняки, мраморы из Курайского хребта, а также средние и кислые эффузивы, их туфы и красноватые песчаники из Северо-Чуйского хребта. Конечная морена выражена в виде серии дугообразно-изогнутых вниз по длине валов. Ее мощность достигает 35—45 м. Внешний край «чибитской» морены несколько размыт; ее остатки прослеживаются вдоль правого борта долины и упираются в конечную морену ледника, выходящего из долины р. Бельгеша в долину р. Чуи навстречу «чибитской» конечной морене. В составе материала «бельгешской» морены присутствуют породы из верховий рек Бельгеша и Сардымы: известняки, эффузивы, туфы, зеленые хлоритовые сланцы и песчаники. Гранитный материал, имеющийся в ее составе, видимо, был принесен сюда небольшим ледником р. Сардымы. Мощность «бельгешской» морены достигает не менее 75 м. Морены у пос. Чибит четко связаны с комплексом низких флювиогляциальных террас. Ниже по долине р. Чуи первое постмаксимальное оледенение не распространялось.

Заканчивая обзор распространения отложений ледниковой зоны, необходимо отметить, что морфология первого постмаксимального оледенения была весьма различна в зависимости от геоморфологических и климатических особенностей территории. Оледенение в областях максимальных поднятий горных хребтов, расчлененных эрозией, имело четко выраженный альпийский характер; у подножия этих хребтов развивались ледники подножий; на выравненных, слабо расчлененных плато и плоскогорьях оледенение принимало характер покровного, а в достаточной приподнятых впадинах — форму ледоемов. Подобное разнообразие морфологических форм одного и того же оледенения в настоящее время хорошо доказано Н. А. Ефимцевым (1958, 1961) для территории Западной Тувы и Восточного Алтая, а Е. Н. Шукиной (1953, 1960) и геологами ВАГТа — для всей территории Алтая.

Из отложений ледниковой зоны времени первого постмаксимального оледенения имеются палинологические материалы из ленточных озерно-ледниковых отложений, которые обычно залегают на моренах. Наиболее типичный спорово-пыльцевой спектр этих отложений был получен В. Н. Тихомировым и М. А. Петросянц с р. Кара-Булак (плато Укок), на абсолютной высоте около 2000 м (фиг. 48). В составе пыльцы из этих



Фиг. 48. Спорно-пыльцевая диаграмма озерно-ледниковых верхнелейстоценовых отложений разреза по р. Кара-Булак (материал Г.А. Шмидт, аналитик В. Н. Тихомиров). Условные обозначения см. на фиг. 6

отложений резко преобладает пыльца недревесных пород (до 90%), среди которых доминирует пыльца *Artemisia* — до 50%, *Chenopodiaceae* — до 25%, *Ericaceae* и разнотравья — до 15%, присутствует пыльца *Ephedra* — до 10%, *Umbelliferae*, *Caryophyllaceae*. Среди небольшого количества пыльцы древесных (максимум до 30%) преобладает береза, преимущественно кустарниковые виды — до 50%, сосна и кедр — до 46%, присутствует пихта и ель — до 10%. Приведенный состав пыльцы указывает на весьма суровый, тундровый тип растительности времени деградации оледенения.

Положение озерно-ледниковых отложений на моренах первого постмаксимального оледенения в долинах рек Чулышман, Багаяш, Б. Улаган, Сары-Ачек, Тархаты, Джасатер, Кок-Су, Кара-Булак позволяет рассматривать этот второй горизонт ленточных глин как имеющий четкое стратиграфическое положение и отвечающий времени деградации оледенения. Поэтому мнение Н. А. Ефимцева (1958, 1961, 2) о том, что указанные озерно-ледниковые толщи нельзя рассматривать как горизонты, имеющие определенную стратиграфическую приуроченность к началу или концу оледенения, и что пыльца в них не отражает тип растительности времени накопления осадков, является, на наш взгляд, неверным. Ссылка же на то, что «пыльца в озерно-ледниковых отложениях может быть только переотложенной, на что отчетливо указывают случаи значительного содержания пыльцы третичных растений» (Ефимцев, 1961, стр. 183) является мало обоснованной, поскольку при размывании третичных пород пыльца из них может попадать в любые отложения, вплоть до голоценовых, что и имеет место в Чуйской котловине.

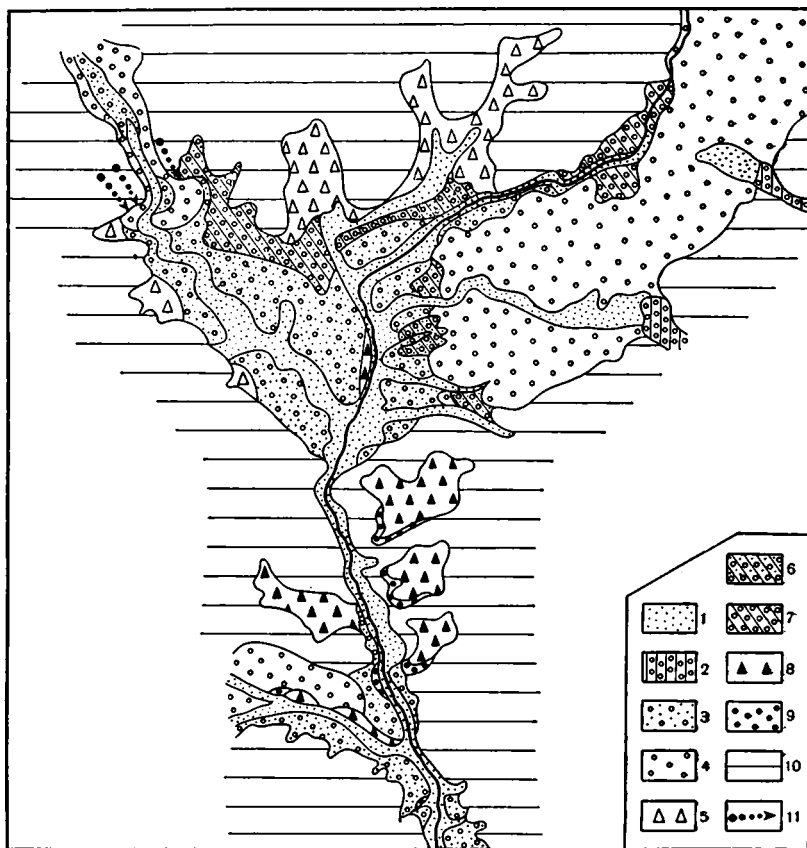
*Отложения, синхронные
времени первого постмаксимального оледенения
внеледниковой зоны*

Районы, не покрывавшиеся первым постмаксимальным оледенением, занимают небольшую площадь, главным образом в юго-восточной части территории. Во внеледниковую зону входит Чуйская, Курайская, окраины Джулукульской котловин, восточная часть хребта Сайлюгем. Эти районы в настоящее время отличаются весьма аридным климатом (среднегодовое количество осадков в Чуйской котловине около 150—200 мм). Видимо, и в ледниковое время аридность этих прилежащих к Монголии районов была весьма ощутимой, что не способствовало развитию оледенения даже на больших (до 3000 м) высотах.

Во внеледниковых районах важно проследить переход осадков ледникового комплекса в другие типы отложений. Характер этого перехода в разных условиях различен.

В восточной части Джулукульской котловины, в верховьях р. Карги наблюдается четкое соотношение конечной морены первого постмаксимального оледенения с террасами. Внешний край морены, представляющий систему дугообразно-изогнутых холмов, несколько размыт, плоские понижения между ними сложены флювиогляциальными галечниками. Галечники залегают и в эрозионных ложбинах, прорезающих край морены, выходя из которой они образуют наклонную поверхность флювиогляциального конуса, который переходит в террасу высотой 35—37 м, протягивающуюся вниз по долине р. Карги. У этой террасы отмечается ряд более низких террасовидных уступов. Ниже по долине эти мелкие террасы переходят в одну террасу высотой около 25—30 м.

В долине р. Могун-Бурень четкая конечная морена наблюдается у выхода в Бельдыршольскую котловину. С ней связаны грубовалунные и галечниковые отложения, слагающие 27—30-метровую террасу, которая занимает почти всю поверхность впадины. Терраса «подрезает»



Фиг. 49. Геологическая схема кайнозойских отложений среднего течения р. Могун-Бурень.

Отложения времени второго постмаксимального оледенения: 1 — флювиогляциальные галечники ($Q_3^4 flg$); 2 — морена ($Q_3^4 gl$). Отложения времени первого постмаксимального оледенения: 3 — флювиогляциальные галечники ($Q_3^2 flg$); 4 — морена ($Q_3^2 gl$). Отложения времени максимального оледенения: 5 — пролювий ($Q_2^2 prl$); 6 — флювиогляциальные и озерные пески и галечники ($Q_2^2 ilg-lm$); 7 — морена ($Q_2^2 gl$); 8 — эоплейстоценовые пролювиальные галечники ($Q_1 prl$); 9 — верхнеолигоценовые галечники карачумской свиты ($Pg_3 kch$); 10 — палеозой; 11 — маргинальные каналы

поверхность высотой 43—50 м, сохранившуюся лишь у бортов котловины и сложенную песчано-гравийными и мелкогалечными отложениями озерно-флювиогляциального типа. Последние залегают на бурых галечниках башкауской свиты и относятся к нижнему плейстоцену. Это доказывается тем, что на левом берегу р. Дуруг-Су высокие террасы, сложенные аналогичными отложениями, перекрываются конечными верхнеплейстоценовыми моренами (фиг. 49).

По периферии ледниковой зоны, там, где конечные морены Джулкульского ледоема подпруживали небольшие котловины, в них образовались приледниковые озера, уровни которых отмечены серией террасовидных уступов и абразионных линий. На оз. Хиндиктиг-Холь эти террасовидные уровни прослеживаются как на коренных берегах, так и на морене на высоте около 80 м над уровнем озера (2385 м абс. выс.): в Ак-Кульской котловине — на высоте около 130 м выше современного (2325 м абс. выс.) уровня озера.

С периодом спада уровня приледниковых озер связан своеобразный комплекс мелкогалечных и гравийных отложений с большим количеством склонового, почти неокатанного материала. Эти осадки маломощным (до 2—3 м) чехлом покрывают пологие террасовидные уступы и совсем отсутствуют на крутых коренных склонах. В местах, где террасирована морена (западный берег оз. Хиндиктиг-Холь и северный берег р. Ак-Куль), озерные отложения представлены грубым галечником с валунами, выстилающими абродированную поверхность морены. Этапы спада озерного уровня связаны с местными условиями и не совпадают для соседних озер; на оз. Хиндиктиг-Холь насчитывается до трех-четырех озерных террас, а на оз. Ак-Куль — до 16—18.

Отложения приледниковых озер в Чуйской и Курайской котловинах

Чуйская и Курайская котловины в период первого постмаксимального оледенения представляли собой крупные озерные бассейны. Чуйское озеро было подпружено ледником р. Куяхтанар на перемычке между Чуйской и Курайской котловинами. Конец этого ледника мощностью около 250 м, выйдя в долину р. Чуи, перегородил ее и соединился с каровыми ледниками, спускавшимися с противоположного борта долины. Благодаря этой подпруде возникло Чуйское приледниковое озеро, уровень которого отмечается приблизительно на абсолютной высоте 2100 м. Концы ледников рек Чаган-Узун, Елангаш, Ирбисту, Кок-Узек, Тархаты спускались прямо в озеро. Глыбы плавающего льда — айсберги, отколовшиеся от концов этих ледников, разносили по озеру моренный материал, выпадавший из них на дно. Вся периферия Чуйской котловины имеет выразительные следы спада уровня озера в виде террас, абразионно-аккумулятивных уступов, кос.

Впервые эти озерные террасы описал В. В. Сапожников в 1911 г. в районе рек Юстыд, Уландрык и на западном окончании Чуйской котловины. Позже он высказал идею о том, что «вся Чуйская степь вместе с соседней Курайской представляла когда-то дно обширного внутреннего озера, в настоящий момент выполненного осадками: время сильного развития ледника совпадало с существованием озера; иначе трудно было бы понять, каким путем в середину Чуйской степи перенесены громадные эрратические валуны...» (В. В. Сапожников, 1949, стр. 230). В. А. Обручев (1914) описал озерные террасы по южной окраине Чуйской котловины и также связал время существования озера с временем древнего оледенения. Он отметил, что крупные эрратические глыбы, встречаемые на дне котловины, могли быть вынесены только плавучим льдом. Это принципиальное положение об одновременности древнего оледенения с развитием озерных бассейнов в межгорных котловинах в ряде последующих работ было незаслуженно забыто. Сведения о «волно-прибойных террасах» имеются в работах Н. Н. Горностаева (1937) и А. В. Аксарина (1937). Б. Ф. Сперанский (1937) указал на существование Чуйского озера в чуйско-кокузекскую межледниковую эпоху (риссвюрм) и выдвинул мало обоснованную идею о спуске этого озера на восток в Монголию. Е. Н. Шукина (1953, 1960) также отмечает озерные формы в Чуйской котловине, не придавая им стратиграфического значения. Более подробно морфология озерных форм описана Г. Ф. Лунгерсгаузенем и О. А. Раковец (1958, 1961, 2), которые основное время развития озерных бассейнов и накопления осадков, выделенных ими в «свиту Чагалды-Кобу», относят к нижнему — среднему плейстоцену. Они указывают, что во время максимального оледенения озера также продолжали существовать, имея более низкий уровень. Таким образом, по мнению этих исследователей, время развития озерных бассейнов

охватывает весь нижний, средний и частично верхний плейстоцен, причем максимальные уровни озер совпадают с доледниковым и межледниковым временем, а понижения уровня приходятся на периоды оледенений.

Наши представления о времени развития озер, их связи с оледенением и о стратиграфии озерных отложений отличаются от представлений Г. Ф. Лунгерсгаузена и О. А. Раковец. Разберем материалы по соотношению конечных морен с террасами и озерными формами. По рекам Елангаш, Ирбисту, Кок-Узек и Тархата флювиогляциальные галечники занимают днища долин еще в пределах развития конечных морен, образуя несколько террасовидных уступов. Это грубые валунно-галечные отложения лишь несколько перемытого моренного материала.

У края конечных морен отмечается пучок трех-четырех грубовалунных террас, которые ниже по долине сливаются в единую террасу высотой 10—12 м. В разрезе террасы в 20—25 км от морен отмечается несколько горизонтов, хорошо видимых в обнажении левого берега р. Тархаты в 1,5 км ниже устья р. Чаган-Бургазы (сверху вниз):

Мощность, м

Q ₄ el 1.	Почва маломощная, почти не развитая.	0,1
Q ₃ ² flg 2.	Галечники темно-серые, песчаные, горизонтальнослоистые, обладающие средней и слабой окатанностью, размером в среднем 0,1—0,2, максимум до 1,0 м. Виден очень четкий контакт с нижележащим слоем	1,0
Q ₃ ² flg 3.	Галечники с валунами, погруженными в светло-серый суглинистый заполнитель. В слое имеются небольшие горизонтальные прослои и линзы светлых суглинков мощностью до 0,1 м. Отмечается постепенный контакт с нижележащим слоем	2,2
Q ₃ ² flg — lm 4.	Галечники с крупными валунами, неравномерно и редко содержащимися в светло-сером, белесоватом суглинистом заполнителе. В низах слоя видны криогенные текстуры в виде смятий. Мощность зоны с криогенными нарушениями до 3—4 м. Их формы весьма различные — от мелких солифлюкционных смятий до крупных криогенных форм типа мерзлотных котлов глубиной до 2,5 м (фиг. 50)	6,0
5.	Галечники песчаные, серые, буровато-серые, с прослоями ожелезненного бурого песка	2,5
		(видимая)

Описанный разрез террасы позволяет восстановить последовательность накопления осадков во внеледниковой зоне Чуйской котловины. Слой 4 соответствует, видимо, началу первого постмаксимального оледенения, когда происходило накопление флювиогляциальных отложений в котловине, а сток из нее еще не был подпружен. Флювиогляциальные галечники с четко выраженными криогенными формами отвечают первой половине оледенения. Верхняя часть слоя, по всей видимости, синхронна времени, когда между котловинами была создана ледниковая подпруда и в котловине образовалось озеро, в котором откладывался песчано-суглинистый и галечный материал, выпадавший из плавающего льда. В это время не могли образоваться криогенные текстуры в осадках, а неравномерно-беспорядочное содержание валунно-галечного материала в толще белесых суглинков и их текстуры свидетельствуют об их флювиогляциально-озерном происхождении. Слой 3 отвечает времени накопления непосредственно после спуска озера и соответствует отложению флювиогляциальных галечников второй половины оледенения. Поверхность террасы несет яркие следы миграции русел, оставленных блуждающими по зандровой равнине потоками. С приближением к конечной морене резко увеличивается грубость материала слоя 3, встречаются глыбы размером до 3—4 м, что свидетельствует о высоких гидродинамических показателях предледниковых потоков. Подобное трехчленное строение террас наблюдалось нами также в долинах рек Кок-Узек и Ирбисту.



Фиг. 50. Деталь обнажения флювиогляциальных галечников (Q_3^{flg}) с криогенными текстурами по р. Тархате

Максимальный уровень приледникового озерного бассейна соответствует, видимо, максимуму оледенения или чуть запаздывает по отношению к нему. Все формы рельефа, образованные более древними отложениями до высот 2100 м, были затоплены водами приледникового озера. Со спадом его уровня связано формирование разнообразных прибрежно-озерных форм, занимающих определенное геоморфологическое положение в поперечном профиле котловины. Изучение этих форм и связанных с ними отложений принципиально важно потому, что они являются достаточно надежным репером для корреляции отложений ледниковой и внеледниковой зон Чуйской и других котловин Горного Алтая.

Наиболее широко развиты озерные террасы (фиг. 51), представляющие собой наклонные поверхности, отделенные друг от друга небольшими уступами. В основе это эрозионные образования, выработанные на отложениях разного генезиса и возраста. Особенно четко видны террасовые уступы на пологих склонах нижнеплейстоценовых пролювиальных шлейфов по северному, восточному и юго-восточному бортам котловины. Ширина террас достигает нескольких десятков метров на пологих и около 5—10 м на крутых склонах. Уступы между ними составляют от



Фиг. 51. Озерные абразионно-аккумулятивные террасы на восточной окраине Чуйской котловины (урочище Чолтулак)

1—2 до 10—15 м, что связано с разной крутизной склона. Поверхности террас обычно имеют значительный (до 10—15°) наклон в сторону озера. Количество их непостоянно и достигает нескольких десятков, иногда объединяющихся в серии по 6—8 террас. На крутых коренных склонах часты узкие абразионные уступы, отвечающие террасам на более пологих склонах, сложенных рыхлыми породами.

Состав отложений террас зависит от состава пород склонов, на котором они развиты. На пролювиальных конусах и шлейфах, состоящих из эоплейстоценовых и нижнеплейстоценовых галечников, состав озерных отложений также галечниково-щебнистый. Его отличие от пролювиальных отложений состоит лишь в горизонтальной ориентировке переотложенного галечного материала, наличии прослоев песков и редких крупных валунов неместных пород, принесенных плавучим льдом. Мощность озерных отложений достигает 3—5 м. Местами у подножия Курайского хребта отмечаются отложения высших сухих пролювиальных дельт мелких ручьев, привязанных к уровню озерных террас. В верховьях р. Бекен это — лесчано-щебнистые диагональнослоистые отложения, выполняющие дно оврагов и образующие дельтовый конус, сочленяющийся с поверхностью озерной террасы. В этих отложениях встречены очень мелкие раковинки: *Planorbis* sp., *Lymnaea auricularia* L. (определение Я. И. Старобогатова). Фауна моллюсков имеет весьма угнетенный облик. В этих же отложениях была найдена часть черепа с роговыми стержнями аргали *Ovis ammon* L. (определение Э. А. Вангенгейм).

На северо-восточной окраине Чуйской котловины, на правобережье р. Кызыл-Шин в урочище Чагалды-Кобу наблюдается три крупных озерных террасы, разделенных уступами в 10—12 м. С поверхности они сложены разнотернистым светло-буроватым песком с мелкой галькой. В урочище Чолтулак, на правобережье р. Барбургазы озерные террасовидные поверхности имеют очень широкое распространение. Террасы приурочены к внутренней части древнего залива, где образуют до пяти уступов, сложенных в основном местным крупнодресвянистым материа-

лом, снесенным со склонов. Встречается до 10% валунов (до 0,5 м в диаметре) и гальки неместных пород.

В средней части долины р. Чаган-Узун приледниковое озеро затопило нижнеплейстоценовую морену и флювиогляциальные террасы, связанные с ней. При спуске озера они оказались террасированными мелкими абразионными уступами. Все останцовые палеозойские массивы в низовьях р. Чаган-Узун имеют плоские вершины, перекрытые галечно-валунными отложениями с четко видимыми террасовыми уступами и линиями. Озерные осадки перекрывают нижнеплейстоценовые валунные и галечные отложения и поэтому сами имеют весьма грубый состав.

Вся внешняя часть конечной верхнеплейстоценовой морены по р. Чаган-Узун также имеет четкие террасовидные абразионные уступы, присыпанные промытыми галечниками. Эта зона преимущественно размытых озером морен, лишь частично сохранивших первичный рельеф, прослеживается до абсолютной высоты около 2100 м. Озерные террасы отмечаются и на конечных моренах по рекам Елангаш, Ирбисту, Тархата и Кок-Узек. Степень выраженности озерных террас на моренах хуже, чем на других отложениях и коренных породах. Это можно объяснить рыхлостью материала самой морены, ее большой глинистостью, способствующей процессам деформации «озерного» рельефа под действием процессов солифлюкции, оползания и т. д.

Наши представления об озерной террасированности верхнеплейстоценовых морен, опускающихся в котловину ниже 2100 м, не совпадает с мнением Г. Ф. Лунгерсгаузена и О. А. Раковец, считающих, что «конечные морены Чаган-Узунского ледника... перекрывают или срезают систему береговых валов, которые оказываются здесь древнее морен» (1961, стр. 237). Как показано выше, «перекрытие или срезание» верхнеплейстоценовых морен не подтверждается, о чем пишет также и В. Е. Попов (1962).

Вообще соотношение озерных террас и других озерных форм с конечными моренами решается достаточно сложно. Неверная интерпретация этих соотношений часто является причиной ошибки в относительной датировке самих морен. Разберем этот вопрос более подробно на одной из долин. По рекам Тархата и Кок-Узек верхнеплейстоценовая конечная морена оканчивается на абсолютной высоте около 2000 м, а озерные террасы и линии распространены на склонах котловины до высот около 2100 м. Создается впечатление, что морена является «вложенной» в формы озерного генезиса, а следовательно, и более молодой. Однако восстановление палеогеографии времени оледенения показывает, что подобные соотношения еще не означают, что озерный рельеф древнее морен. Уровень озера имел непосредственный контакт со льдом, а не с мореной. Мощность льда, выходившего в озеро, была значительной: судя по глубине трогов, не менее 400—500 м в 15 км выше конечной морены и не менее 70—100 м у конца. Сама морена была сформирована во время деградации оледенения и значительного спада уровня озера, т. е. относительно позже времени максимального уровня, поэтому она оказалась как бы «вложенной» по отношению к озерным террасам и линиям.

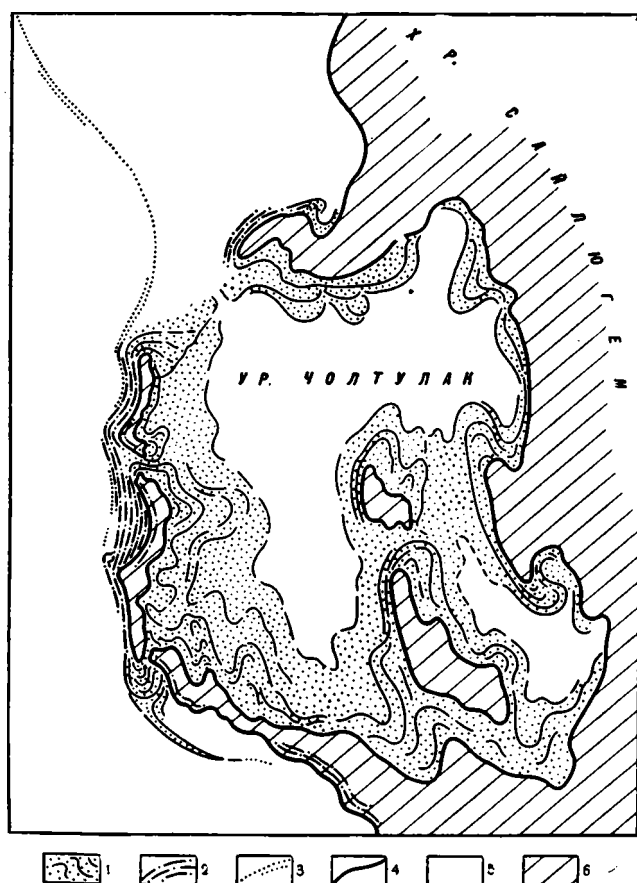
Как показано выше, само существование озер в Чуйской и Курайской котловинах было возможно лишь при ледниковой подпруде долины р. Чуи. Разнос эрратического материала плавающим льдом и его отложение на озерном рельефе ниже максимального уровня (2100 м) озера позволяет четко связывать время существования озера со временем оледенения, а не с межледниковым или доледниковым временем, как это предполагают Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1958, 1961).

На пологих склонах котловины ниже озерных террас располагаются невысокие (до 1,5—2,0 м) береговые валы шириной у основания до 7—10 м. Они имеют асимметричное строение: крутой склон обращен

в сторону берега, пологий — в сторону котловины. В плане они дугообразно изгибаются и располагаются примерно на одной горизонтали, отмечая временное стояние воды при постепенном спаде уровня озера. В разрезах видно, что они сложены песчаным и гравийно-галечным материалом. Хорошо видна наклонная слоистость отложений, совпадающая с пологим склоном береговых валов, и крутопадающая слоистость, направленная в сторону отчленяющихся от озера понижений. Дно последних выстлано суглинками и песками мощностью 0,6—1,0 м.

Особенно четко видны береговые валы и косовые отмели по юго-восточной окраине котловины у выхода в степь рек Бураты и Уландрык. Местами они принимают вид галечниковых пляжей. Такие пляжи, тянувшиеся по поверхности степи на 3—5 км, прослеживаются к северу от урочища Чолтулак. Их ширина всего 5—8 м. Темная окраска гальки, обязанная пустынному загару, позволяет хорошо видеть эти полосы на аэрофотоснимках в виде тонких черных дугообразных изогнутых линий (фиг. 52).

Все перечисленные озерные формы расположены по окраине Чуйской котловины, что позволяет восстанавливать картину последовательного



Фиг. 52. Схематический план развития форм рельефа верхнеплейстоценового приледникового озера в Чуйской котловине

1 — озерные абразионно-аккумулятивные террасы; 2 — абразионные полосы, выработанные в коренных породах; 3 — галечниковые береговые валы — пляжи; 4 — границы максимального уровня озера; 5 — ровная поверхность дна впадин; 6 — породы палеозоя



Фиг. 53. Эрратические глыбы, принесенные плавающим льдом, на днище Чуйской котловины в низовьях р. Чаган-Узун

спада уровня озера. Террасы и абразионные уступы обычно занимают гипсометрически наиболее высокое положение; ниже их на пологих склонах, сложенных рыхлыми породами, наблюдаются береговые валы, косы и галечниковые пляжи.

Весьма важным элементом являются эрратические глыбы, присутствующие постоянно в озерных отложениях и на различных формах озерного рельефа в пределах границы распространения озера. Их размеры различны — от небольших галек и валунчиков до крупных глыб диаметром в 2—4 м (фиг. 53). Состав эрратического материала указывает на то, что он был вынесен в озеро из Южно-Чуйского хребта ледниками рек Чаган-Узун, Чаган, Ирбисту, Тархаты.

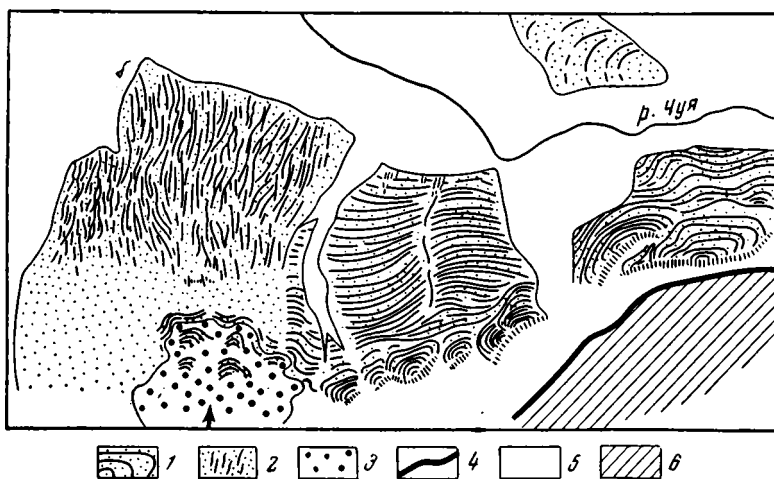
Еще В. А. Обручев писал, что эти глыбы могли попасть в котловину, только выпадая из плавающего льда — айсбергов. Он указывал, что «...наличность громадных эрратических валунов по степи к югу от Кош-Агача, вдали от гор, может быть объяснена скорее всего тем, что ледники спускались в озеро и валуны плыли на льдинах по последнему вдаль» (1915, стр. 89). Однако в дальнейшем, Б. Ф. Сперанский (1937) и А. И. Москвитин (1946) видели в этих валунах доказательства древнего оледенения и предполагали существование ледоема в Чуйской котловине.

В литературе по кайнозойской истории Юго-Восточного Алтая имеются высказывания о восточном стоке Чуйского озера. Б. Ф. Сперанский (1937) видит доказательство этого направления во «встречном», северо-восточном течении притоков р. Чуи — рек Чаган-Узун, Ирбисту и других, забывая о том, что гидросеть в межгорных впадинах всегда имеет естественное радиальное направление от окраин к центру. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1961₂) описывают «гигантскую поперечную рябь», указывающую, по их мнению, «на существование мощных восточных течений, направленных в сторону великих монгольских впадин» (стр. 237). Позволительно спросить, что это за «гигантская поперечная рябь» и как она может образовываться в озере с глубиной в 250—300 м? В 1962 г. Е. В. Шанцером, И. Г. Лискун, Н. А. Ефимцевым и нами были специально изучены озерные формы и слагающие их отложения,

относимые Г. Ф. Лунгерсгаузеню и О. А. Раковец к «гигантской поперечной ряби» в Курайской котловине. По р. Тёте эта «рябь» является эрозийными рытвинами, расчленяющими флювиогляциальный конус, отходящий от нижнеплейстоценовой конечной морены. Асимметрия этих гряд, являющаяся, по мнению цитируемых авторов, признаком ряби течения, весьма непостоянна и создается, видимо, за счет разного экспозиционного увлажнения, подчеркиваемого распределением растительности. В плане эта «рябь» представляет у самой морены ветвящиеся мелкие ложбинки, с удалением от нее сливающиеся в крупные (до 6—10 м) глубиной эрозийные рытвины. Отложения, слагающие гряды и межгрядовые понижения, представлены грубыми водно-ледниковыми галечниками и валунниками до 1,0—1,3 м в диаметре (фиг. 54).

Автор настоящей работы проводил геологическую съемку восточной части Чуйской котловины и ее водораздела с Монголией и должен самым категорическим образом не согласиться с подобными утверждениями о восточном стоке. Все «озерные формы» четко локализируются по окраинам котловины (не выше 2100 м), а водоразделы не имеют каких-либо форм «озерного» рельефа или озерных отложений. Галечники, описанные Б. Ф. Сперанским (1937) на перевале Дурбет — Даба и приводимые им как доказательства монгольского стока, являются флювиогляциальными образованиями, распространенными у края верхнеплейстоценовых конечных морен, спускающихся с хр. Чихачева. Таким образом, идея о «монгольском стоке» не подтверждается фактическим материалом.

Палинологические исследования озерных отложений, проведенные В. Н. Тихомировым и О. В. Матвеевой, показали, что содержание пыльцы и спор в них очень невелико, причем часто отмечается значительное засорение третичной пылью, содержание которой достигает местами 10%. Из озерно-дельтовых отложений верхнего плейстоцена с р. Бекен О. В. Матвеевой была определена в четырех образцах следующая пыльца (зерна): *Pinus* sp. — до 4, *Pinus sibirica* — от 4 до 11, *Abies* sp. — до 4, *Betula* sp. — от 4 до 17, *Betula nana* — от 1 до 12, *Alnus* sp. — до 3, *Ephedra* — до 5, *Chenopodiaceae* — до 60, *Gramineae* — до 10, *Artemisia* — до 5 зерен. В составе пыльцы из озерных отложений, взятых в раз-



Фиг. 54. Схематический план развития форм рельефа верхнеплейстоценового приледникового озера в Курайской котловине.

- 1 — озерные абразионно-аккумулятивные террасы; 2 — эрозийные рытвины, расчленяющие флювиогляциальный конус; 3 — морена максимального оледенения; 4 — граница максимального уровня озера; 5 — ровная поверхность дна впадины; 6 — палеозой



Фиг. 55. Обнажение верхней части 35-метровой террасы р. Чуи ниже устья р. Тытыгем, перекрытой озерно-флювиогляциальными гравийниками и песками

ных местах по окраине котловины, также резко преобладают недревесные виды растений. Повсюду отмечается ведущая роль маревых, полыней, присутствие эфедры и мхов, что свидетельствует о весьма холодных тундрово-степных растительных ассоциациях, занимавших внеледниковые районы Юго-Восточного Алтая.

На перемычке между Чуйской и Курайской котловинами с конечной мореной в устье р. Куяхтанар сочленяется 35—40-метровая терраса. Ее разрез виден на правом берегу р. Чуи непосредственно у смыкания с мореной. Здесь сверху вниз обнажаются:

Мощность, м

Q ² ₃ gl 1. Морена пепельно-серая, суглинистая, обладающая с поверхности холмистым рельефом	15—20
Q ² ₃ flg 2. Галечники серые, неясно-горизонтальнослоистые, с валунами и песчано-гравийным заполнителем	12—14
Q ³ ₁ bsch 3. Галечники бурые щебнистые	4
	(видимая)

Ниже по долине р. Чуи высота террасы снижается до 30—35 м. Появляются еще три более низкие террасы, сложенные грубовалунным материалом. Разрез 30—35-метровой террасы меняется, на ее поверхности появляется слой (до 1,5 м) темно-серого мелкого горизонтальнослоистого гравийника, перекрытого сверху белесым делювиальным суглинком со щебнем (фиг. 55). В гравийнике встречаются редкие крупные глыбы и валуны (до 1,0—1,5 м), местами наблюдается косая слоистость. Под ним обнажаются грубые флювиогляциальные галечники с валунами, слагающие всю террасовую толщу. Гравийные отложения залегают и на поверхности высоких (90—110 м) террас в устье р. Тытыгем. Примерно от места появления этого горизонта гравийников на поверхности 30—35-метровой террасы на склонах долины р. Чуи начинает прослеживаться мелкая озерная террасированность.

Из изложенного видно, что образование комплекса низких террас происходило следующим образом. В начальный этап оледенения формируется 35—40-метровая галечно-валунная терраса, фациально связанная с мореной. В дальнейшем, после образования в Курайской котловине озера, вызванного ледниковым подпором долины Чуи, на ее поверхности начали отлагаться озерные отложения, образовавшие верхний маломощный покров гравия и песка на террасе. Со спадом озера произошло врезание реки и формирование более низких уровней террас, вырезанных в толще галечно-валунных отложений. Общая схема строения террас показана на фиг. 56.

В Курайской котловине ледники со склонов Северо-Чуйского хребта спускались, вероятно, прямо в приледниковое озеро. Его максимальный уровень был ниже, чем в Чуйской котловине. По южному борту он фиксируется на высотах около 1850—1900 м, т. е. почти на 350 м выше современного уреза р. Чуи. По северному борту озерные линии имеют более высокие отметки (до 2000 м), что связано с последующими тектоническими поднятиями

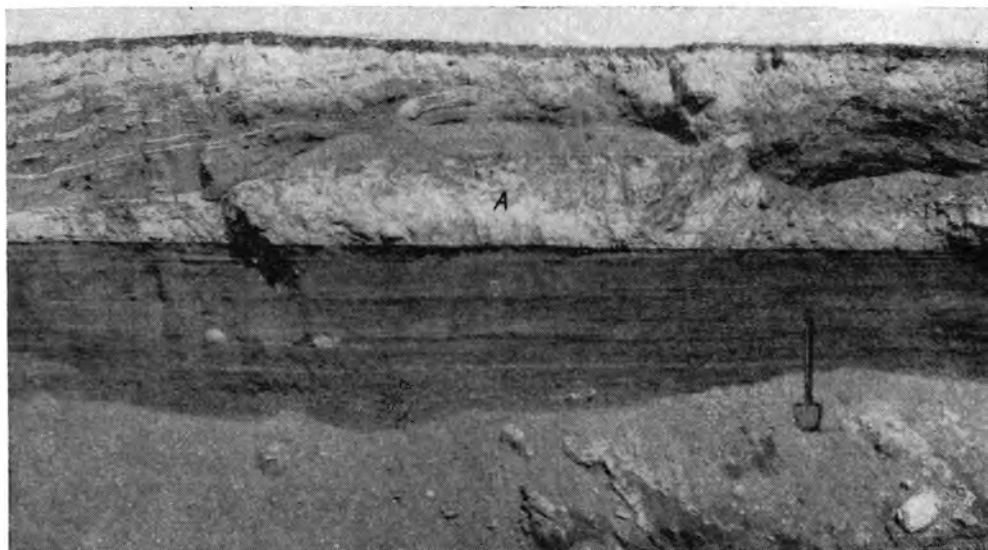


Фиг. 56. Строение правого борта долины р. Чуи между Чуйской и Курайской котловинами.

1 — аллювиальные галечники низких террас ($Q_3^{2-4} al$); 2 — морена первого постмаксимального оледенения ($Q_3^{2} gl$); 3 — флювиогляциальные галечники низкого комплекса террас ($Q_3^{2} flg$); 4 — озерные отложения ($Q_3^{2} lm$); 5 — флювиогляциальные и пролювиальные отложения времени максимального оледенения ($Q_3^{2} flg - prl$); 6 — аллювиальные галечники эполейстоцена ($Q_1^3 bsch$); 7 — миоценовые озерные отложения ($N_1 csch$); 8 — палеозой; 9 — разломы; 10 — номера террас

Курайского хребта. Морфология озерных образований такая же, как и в Чуйской котловине. Она была описана В. Е. Поповым (1962). Наиболее широко по юго-восточной окраине котловины развиты озерные террасовые уступы, сложенные мелким галечником. Озерные формы прослеживаются по обоим бортам долины Чуи до урочища Баратал. В этом месте Курайское озеро было подпружено ледником, выходившим в долину р. Чуи из долины р. Маша-Юл. Его мощность в этом месте составляла не менее 450—500 м, что фиксируется моренами на склонах долины.

В Курайской котловине имеется несколько разрезов озерных отложений. В 1 км к северо-западу от пос. Курай, у тракта в дорожном карьере (фиг. 57) обнажаются сверху вниз:

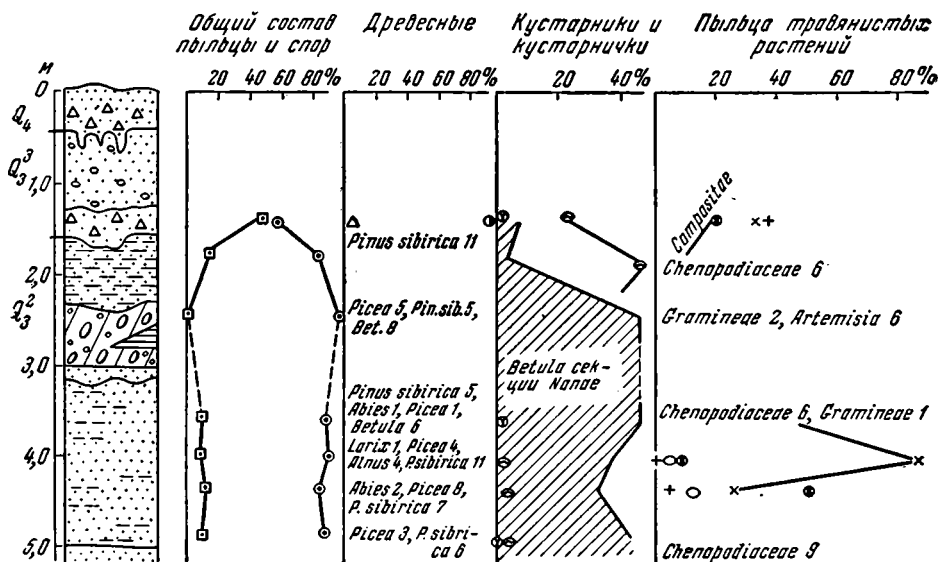


Фиг. 57. Обнажение озерных песков и гравийников с прослоем субаквальной озерной морены (А) в Курайской котловине

	Мощность, м
Q ₄ el 1. Слаборазвитая почва	0,1
Q ₃ ³ —Q ₃ ⁴ prl 2. Суглинки щебнистые, делювиального типа, содержащие в нижней части тонкие (по 3—5 см) гумусированные темные прослои того же состава (погребенные почвы?). Они разбиты мелкими (до 0,2 м) узкими вертикальными мерзлотными клиньями, заполненными щебнем, попавшим в них сверху.	0,3
Q ₂ ³ lm 3. Пески серые, среднезернистые, с гравием, горизонтальнослоистые, содержащие прослои суглинков. Слоистость песков местами деформирована криогенными нарушениями	0,8
Q ₂ ³ gl—lm 4. Суглинки палево-серые, белесые, мореноподобные, содержащие мелкий гравий, гальку и редкие валунчики гранитов и метаморфических сланцев, распределенных неравномерно, находящихся как бы во «взвешенном» состоянии в слое. Сами суглинки имеют неясно-горизонтальнослоистую текстуру, плитчатые, содержат прослои и линзы песков. Нижняя граница слоя очень выдержанная, почти горизонтальная	1,3
Q ₂ ³ lm 5. Пески мелкозернистые, светло-серые, прослеживающиеся отдельными линзами в основании слоя	0,2
6. Пески темно-серые, гравийно-щебнистые, горизонтальнослоистые, содержащие редкие мелкие валунчики выветрелых пород и кусочки глины и углей из неогеновых отложений	3,0
	(видимая)

Белесый горизонтально залегающий на озерных осадках суглинок с редкими гальками и валунами (слой 4) представляет собой субаквальную озерную морену. Она формировалась в приледниковом озере при выпадении обломочного материала из плавающего льда. Накопление моренного материала происходило прерывисто, чередуясь с озерными песчаными отложениями. Подобные разрезы отмечаются и на левобережье р. Чуи, в устье р. Тёте.

Весьма показателен спорово-пыльцевой спектр из озерных отложений (фиг. 58). В слоях 4—6 резко преобладает пыльца недревесных пород (до 95%), среди которой доминирует *Chenopodiaceae* (до 82%) и разнотравья (до 42%). Среди пыльцы кустарничков значительное место принадлежит *Betula* sect. *Nanae* (до 40%) и *Ephedra* (20—40%). В низах озерной пачки отмечается переотложенная третичная пыльца, которая



Фиг. 58. Спорово-пыльцевая диаграмма верхнеплейстоценовых озерных отложений (Q_3^2Im) карьера у пос. Курай (материал Е. В. Девяткина, аналитик О. В. Матвеева). Условные обозначения см. на фиг. 6

полностью отсутствует в субаквальной морене. Это связано с накоплением ее при выпадении обломочного материала из льда, а не сносом его со склонов, где развиты третичные осадки.

Таким образом, накопление верхнеплейстоценовых отложений в межгорных Чуйской и Курайской впадинах, представлявших во время оледенения приледниковые озерные бассейны, шло в весьма своеобразных условиях. В начале оледенения происходило формирование нормальных флювиогляциальных отложений, слагающих цокольные части низких террас. Затем, с образованием ледникового подпруживания в котловинах шло накопление горизонта озерных отложений, покрывающих верхнюю часть флювиогляциальной террасы, а также залегающих на всех других элементах доозерного рельефа. Со спадом озера связано формирование нескольких уступов низких эрозионных террас.

Озера, связанные с древним оледенением, пользовались широким распространением в горных районах Южной Сибири и Центральной Азии, но они еще слабо изучены. Сведения о них имеются в работах Э. М. Мурзаева (1952), Е. И. Селиванова (1959, 1962), Ю. В. Чудинова (1959), И. Г. Кузнецова и Э. М. Мурзаева (1963). Связь крупных приледниковых озер с древним оледенением, их палеогеография подробно разбираются в работах американских геологов А. П. Колемана (Coleman, 1909), Д. К. Джильберта (Gilbert, 1890), В. К. Путмана (Putman, 1950) и др.

В районе окончания первого постмаксимального оледенения у пос. Чибит соотношение низкого комплекса террас р. Чуи с конечными моренами устанавливается достаточно четко. С мореной сочленяется здесь 40—45-метровая валунно-галечная терраса, которая сохранилась лишь у бортов долины. Более низкие (30, 24, 8—10 м) террасы развиты широко. Наибольшим распространением пользуется поверхность 24-метровой террасы. Состав террас галечно-валунный, причем для более низких характерно увеличение песчаности заполни-

теля и лучшая окатанность обломочного материала. Ниже по долине террасы низкого комплекса выдерживаются достаточно хорошо. Они подробно описаны Е. Н. Шукиной (1953) и Л. Н. Ивановским (1942, 1955). Характерные особенности низкого комплекса террас следующие: большая грубость отложений этих террас по сравнению с отложениями верхних террас, галечно-валунный состав, преобладание неместного, обычно хорошо окатанного материала, представленного гранитами, метаморфическими сланцами, гнейсами и известняками, более крепкая цементация, что обусловлено большей глинистостью заполнителя.

Ниже по долине р. Чуи у поселков Белый Бом и Иодро комплекс низких террас занимает высотный интервал до 90 м. В устьевой части долины Чуи и в долине Катунь цоколем низких террас является галечно-песчаная толща, слагающая нижнеплейстоценовые террасы высокого комплекса.

В южной части Юго-Восточного Алтая соотношения низкого комплекса террас с конечными моренами первого постмаксимального оледенения хорошо видны в Самахинской котловине. С конечной мореной, перегораживающей долину р. Кок-Су, здесь смыкается поверхность 35—50-метровой террасы, занимающая все ее днище. Она была создана потоками, шедшими как от конечной морены по р. Кок-Су, так и от конечных морен Джасатерского и Ак-Алахинского ледников по р. Аргут. Весьма показательно строение верхней части террасы: вблизи морены на ее поверхности четко видны эрозионные русла флювиогляциальных потоков, распространены многочисленные крупные (до 2—4 м) валуны и глыбы. Вдоль р. Аргут крупноглыбовый материал (до 2,0—2,5 м в диаметре) концентрируется у бровки террасы, образуя вытянутые холмы прирусловых валов высотой 8—10 м и шириной 20—25 м.

По рекам Аргут и Кок-Су прослеживается еще четыре-пять низких террас, сложенных грубовалунным материалом. Формирование их связано с деградацией оледенения и врезанием реки в толщу флювиогляциальных осадков. Вверх по долинам рек Аргут и Кок-Су, выше конечных морен, прослеживаются только самые низкие (до 5—10 м) террасы, связанные со стадиями оледенения. Развитие верхнеплейстоценового оледенения и этапы его деградации на южном склоне Южно-Чуйского хребта разобраны в ряде статей З. А. Титовой (1955, 1957).

* * *

Возраст ледникового комплекса первого постмаксимального оледенения и соответствующих отложений внеледниковой зоны определяется палеонтологическим материалом лишь в предгорьях Алтая. Е. Н. Шукиной (1953, 1960) был установлен переход низкого комплекса террас р. Катунь во II—IV террасы в предгорьях Алтая. Из отложений этих террас имеются находки млекопитающих верхнепалеолитического комплекса: *Mammuthus primigenius* Blum. (позднего типа), *Bison priscus diminutus* W. Grom., *Cervus* sp., *Alces* sp., *Equus caballus*. Геологи Западно-Сибирского геологического управления (О. М. Адаменко, А. М. Малолетко) дали дополнительное палеонтологическое обоснование возраста низкого комплекса террас рек Катунь и Бии. Ими приводятся следующие находки: *Coelodonta antiquitatis* Blum., *Citellus* sp., *Bos* sp., *Cricetus* sp., *Cervus* cf. *elaphus* L. Таким образом, возраст отложений первого постмаксимального оледенения определяется верхним плейстоценом.

Е. Н. Шукина (1953) описывала фациальный переход низких террас р. Катунь в конечную морену майминского оледенения у с. Майма. Однако в последнее время появились материалы, указывающие на ошибочность отнесения отложений у с. Майма к моренным. С. Ф. Дубинкин (1961) привел данные, свидетельствующие об их аллювиальном

происхождении. Поэтому необходимо отметить весьма большую важность дальнейших исследований по непосредственной увязке ледниковых отложений Алтая с фаунистически охарактеризованными аллювиальными террасами его предгорий.

Косвенное представление о возрасте описанных ледниковых отложений Юго-Восточного Алтая дает также сравнение их морфологии с более древним ледниковым комплексом. Четкие формы, морфологическая выраженность и свежесть всех элементов ледникового рельефа — от конечных и боковых морен до зандровых террас и прибрежно-озерных форм — не оставляют сомнения в достаточно молодом, верхнеплейстоценовом возрасте этих образований. К подобным же выводам относительно датировки оледенения, оставившего ясные морфологические следы в рельефе Западной Тувы и Восточного Алтая, пришел и Н. А. Ефимцев (1958, 1961₂). Одним из доказательств верхнеплейстоценового возраста описанных отложений Юго-Восточного Алтая служит также находка костей аргали *Ovis ammon* L., которая, по заключению Э. А. Вангенгейм, в Азиатской части Союза широко распространена лишь с верхнего плейстоцена; на юге Восточной Сибири более ранних находок неизвестно.

Согласно вышеприведенным материалам мы считаем возможным сопоставлять первое постмаксимальное верхнеплейстоценовое оледенение Юго-Восточного Алтая с зырянским оледенением Западной Сибири.

Верхняя половина верхнего плейстоцена

К отложениям второй половины верхнего плейстоцена нами относятся ледниковые осадки второго постмаксимального оледенения и синхронные ему отложения внеледниковой зоны. Е. Н. Шукиной (1953) небольшое горно-долинное оледенение выделялось ранее под названием аккемского, которое в более поздней работе (1960) было названо чибитским. У этого оледенения выделялась одна крупная стадия отступления (менский стадиал). Г. Ф. Лунгерсгаузен, О. А. Раковец (1958, 1961) и О. А. Раковец и Г. А. Шмидт (1963) последнее оледенение выделяют как стадию постмаксимального. Н. А. Ефимцев (1958, 1961) это оледенение также рассматривает как крупную стадию деградации верхнеплейстоценового оледенения.

Вопрос о межледниковых отложениях, как было показано ранее, решается в высокогорных районах достаточно сложно, поскольку характер климатических колебаний в ледниковое и межледниковое время был не столь резок, как на равнине. В связи с этим межледниковые осадки улавливаются в разрезах с трудом и имеют менее четкую палинологическую характеристику, что, видимо, характерно для всех горных областей.

Межледниковые отложения выделяются в трех пунктах. На северо-восточной окраине Чуйской котловины, в долине р. Буйлюгем, внутри края конечных морен первого постмаксимального верхнеплейстоценового оледенения вскрывается следующий разрез 5—6-метровой террасы (сверху вниз):

	Мощность, м
Q ₄ el 1. Почва слаборазвитая.	0,1
Q ₄ flg 2. Пески с гравием и галькой содержащие крупные (до 0,6 м) валуны гранитов и метаморфических сланцев. В слое отмечаются криогенные (?) деформации слоистости.	0,4
Q ₃ lm—al 3. Глины торфянистые, зеленовато-темно-серые и коричневатые, чередующиеся с прослоями песков и алевроитов, содержащие крупные (до 0,7 м) обломки древесины лиственницы	
Q ₂ lm—gl 4. Пески светло-серые, ниже постепенно переходящие в серые алевроиты ленточного типа, которые ниже уреза воды залегают на морене	1,5
	(видимая)

Верхняя часть террасы (слой 2) сложена грубыми флювиогляциальными песками и галечниками, которые выше по долине (в 8 км) связаны фациальным переходом с небольшой конечной мореной. Деформации слоистости указывают, видимо, на наложенные мерзлотные процессы, проявившиеся во время этого оледенения. Торфянистые глины с древесной (слой 3) отвечают, таким образом, межледниковью между первым и вторым постмаксимальными оледенениями.

В. Н. Тихомиров, проводивший по нашим сборам палинологические исследования этого разреза (фиг. 59), указывает, что в слое 4 преобладает пыльца травянистых растений (53—74,6%), которая выше по разрезу (слой 3) замещается пылью древесных пород (до 77,8%). В их составе доминируют сосны (до 80%), меньше березы (25—40%), включая кустарниковые виды, довольно постоянное содержание ели (до 8%), пихты (до 7%) и ольхи (4—7%).

Состав пыльцы травянистых изменяется весьма слабо, в ней преобладают полевые и маревые, имеется небольшое количество эфедр, гвоздичных и злаков.

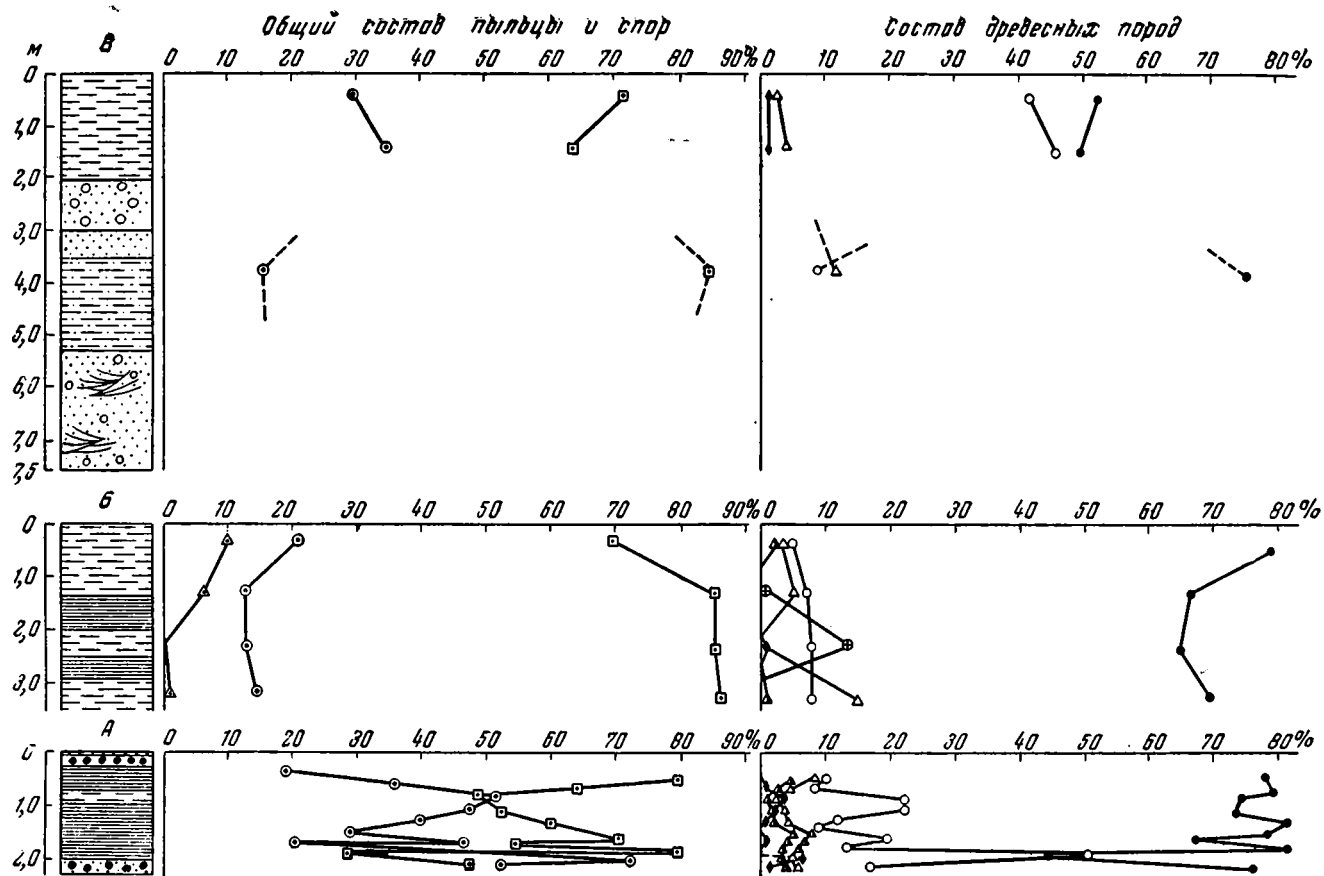
Приведенные спорово-пыльцевые спектры, в которых преобладает пыльца древесных пород, а также находки древесины отражают более мягкую, чем современная, палеоклиматическую обстановку. Так, в настоящее время долина р. Буйлюгом отличается безлесными полупустынными ландшафтами, в то время как приведенные данные позволяют говорить о существовании здесь в прошлом лесной растительности.

Е. В. Шанцер, осмотревший вместе с нами разрез на р. Буйлюгом в 1962 г., считает, что отложения с древесиной могут относиться к более раннему (между максимальным и первым постмаксимальным) межледниковью.

Разрез межледниковых отложений р. Буйлюгом надстраивается нами еще двумя разрезами, отвечающими, видимо, второй половине межледниковья. Эти разрезы средних частей песчано-глинистых отложений, перекрывающих морену первого постмаксимального оледенения в центральных частях Джулукульской котловины. На левобережье р. Багояш вблизи ее устья описано одно из обнажений этой толщи (сверху вниз):

	Мощность, м
Q ₄ el 1. Почва слабообразованная	0,1
Q ₄ slm — gl 2. Суглинки светло-серые, тонкослоистые, ленточные	
3. Пески серые, горизонтальнослоистые, промытые, с хорошо окатанным гравием и мелкой галькой	1,1
4. Суглинки и тонкие промытые пески	2,
Q ₃ al 5. Пески грубые, косослоистые, аллювиальные, с гравием и мелкой галькой	2,4
	(видимая)

Эти отложения были охарактеризованы палинологически в двух местах Джулукульской котловины. В долине р. Дуругсу спорово-пыльцевой спектр нижней части разреза оказался близким со спектром разреза р. Буйлюгом. Здесь сокращено разнообразие форм пыльцы сосен, присутствует до 14% пыльцы ивы, не растущей в настоящее время в этом районе. В спорово-пыльцевом спектре вышеописанного разреза по р. Багояш отмечается дальнейшее сокращение разнообразия древесных, преобладание среди них сосен и резкое увеличение (до 46%) березы (включая карликовые виды), что свидетельствует об усиливающейся аридизации и похолодании климата в связи с началом второго постмаксимального оледенения. Верхние части песчано-глинистых отложений Джулукульской котловины отвечают, видимо, самому оледенению, морены которого залегают в трогах, окружающих котловину хребтов. Эта связь подчеркивается сменой литологии самих осадков, изменением их



Фиг. 59. Сводная спорово-пыльцевая диаграмма межледниковых верхнелейстоценовых отложений (Q_3^{1m}) по долинам рек Буйюгом (А), Дуруг-Су (Б) и Богояш (В) (материал Е.В. Девяткина, анализик В. Н. Тихомиров). Условные обозначения см. на фиг. 6

текстур от косослоистых к ритмично-ленточным, общим увеличением глинистости отложений. Н. А. Ефимцев (1961), приводя наши палинологические материалы, считает всю пыльцу, встреченную в отложениях, перекрывающих морену второго постмаксимального оледенения, переотложенной. Это утверждение является мало обоснованным. Во-первых, по мнению В. П. Тихомирова, проводившего палинологические исследования этих разрезов, она обладает прекрасной сохранностью, а ее состав не свидетельствует о возможном переотложении (нет третичной пыльцы). Во-вторых, ссылка на «естественный процесс обогащения» пыльцой из подстилающих отложений является в данном случае несостоятельной, так как песчано-глинистые отложения залегают на морене значительной мощности, обычно не содержащей пыльцы.

Другой разрез межледниковых отложений был изучен нами в Курайской котловине. В дорожном карьере, описанном выше, над слоем субаквальной морены первого постмаксимального оледенения залегает маломощный прослой песчаных озерных отложений, перекрываемых делювиальными щебнями со слабо развитыми в нижней части почвами. Эти делювиальные отложения разбиты мерзлотными клиньями и смяты солифлюкцией, которая затрагивает также верхнюю часть нижележащих озерных песков. Время формирования этих криогенных текстур синхронно второму постмаксимальному оледенению. Пыльца из озерных песков и делювия с почвами резко отличается от пыльцы из подстилающего слоя субаквальной морены и вышележащего делювиального слоя с криотурбациями. Среди пыльцы древесных пород (98%) преобладает пыльца березы, в том числе *Betula albae* — 18% и *Betula nana* — 11%, сосен, включая сибирский кедр, — 31%, отмечается значительное содержание пыльцы ели — 18%. В образце, взятом в делювии непосредственно под криогенными текстурами, резко увеличивается содержание пыльцы сосен (до 88%), появляется пыльца пихты — 3%.

Приведенный спектр отражает межледниковые условия, о чем свидетельствует увеличение содержания пыльцы ели и высокоствольной березы, в настоящее время в этом районе не произрастающей. Климатические условия межледниковья были, видимо, достаточно влажные и умеренные, отличающиеся от аридного холодного климата ледникового времени. Тундровая растительность, по-видимому, сохранялась только на высокогорных хребтах.

Со временем последнего межледниковья связано также образование маломощных почв на поверхности низких террас. Во время последующего второго постмаксимального оледенения они были погребены под делювиальными и другими склоновыми образованиями. Так, на правом берегу р. Джасатер у устья р. Судабай 6—8-метровая терраса вблизи борта долины имеет следующее строение (сверху вниз):

Мощность, м

Q ⁴ sd1 1. Щебни делювиального типа, четко связанные со склоном и перекрывающие аллювий террасы	3,5
Q ³ el 2. Погребенная почва, представленная светло-коричневатым гумусированным суглинком мощностью 0,15 м (горизонт А), ниже сменяющаяся белесоватым, содержащим карбонатные включения суглинком мощностью 0,50 м (горизонт В)	0,75
Q ² flg—lm 3. Пески тонкие, светло-серые, переходящие местами в суглинки и глины	2,2
Q ² flg 4. Галечники мелкие, хорошо окатанные, с тонкими прослоями песков	3,0
(видимая)	

Таким образом, приведенные данные позволяют наметить перерыв в развитии ледниковых процессов в середине верхнеплейстоценового времени. Вполне понятно, что этот перерыв был лучше выражен во внеледниковой области, в некотором удалении от районов оледенения.

В самой же ледниковой зоне он климатически, по-видимому, фиксировался слабо, но вполне определенно отражен в морфологических взаимоотношениях разновозрастных ледниковых комплексов. Эти взаимоотношения будут приведены при описании ледниковой зоны.

*Отложения второго постмаксимального оледенения
ледниковой зоны и синхронные им отложения
внеледниковой зоны*

В хребтах Шапшальском, Чулышманском, Чихачева второе постмаксимальное оледенение имело горно-долинный, а местами и каровый характер. Ледники использовали троговые долины, кары и цирки, созданные во время предшествующего оледенения, и даже не заполняли их полностью, будучи приуроченными к склонам северной и северо-западной экспозиций. Конечные морены этого оледенения расположены у выходов трогов из хребтов на высотах около 2300—2400 м. Морены сложены неокатанным крупноглыбовым, почти не сцементированным материалом. Четко выделяется внешний вал конечной морены высотой 15—25 м и шириной 50—60 м, за которым тянется маломощный покров крупноглыбовой донной морены. Такие конечные морены наблюдались нами в трогах рек Тапши-Оюк, Туту-Оюк на юго-западном склоне Шапшала.

Весьма показательны соотношения конечных морен второго постмаксимального оледенения, спускающихся из каров Шапшальского хребта (урочище Ледниковые гривы), с ледниковыми отложениями предшествующего оледенения. Как было описано выше, вдоль подножия Шапшальского хребта развиты песчано-галечные камовые террасы, образовавшиеся при деградации ледоема, занимавшего Джулукульскую котловину во время первого постмаксимального оледенения. При проведении геологической съемки в этом районе нами было откартировано четкое перекрытие этих террас конечными моренами второго постмаксимального оледенения. В долинах мелких речек, спускающихся с хребта в озеро, наблюдался ряд разрезов, в которых видно, как конечная морена залегает на песчано-галечных отложениях камовых террас. Вблизи края конечных морен камовые террасы бывают размыты потоками, шедшими от края надвинувшегося ледника. В них выработаны промоины, в которых залегает грубый флювиогляциальный галечник и валунник. Особенно отчетливы соотношения камовых террас с молодыми конечными моренами выражены в плане. На аэрофотоснимках видны дугообразно изогнутые валы молодых конечных морен с характерным фестончатым краем, налегающие на поверхность плоских камовых террас. В ряде случаев конечные морены полностью перекрывают эти террасы, «наползая» прямо на низкую приозерную поверхность. В местах, где камовые террасы развиты на более низких абсолютных высотах (левобережье р. Туту-Оюк), молодые конечные морены перекрывают непосредственно морены первого постмаксимального оледенения. Различие морен устанавливается по их морфологии. Молодые конечные морены имеют очень четкий микрорельеф поверхности, фестончатые края, отмечающие направление движения из каров вниз по склону, в то время как морены подножия характеризуются крупными валами, вытянутыми вдоль подножия хребта и являющимися, по сути дела, крупными боковыми моренами, образованными при движении льда из ледоема.

Н. А. Ефимцев (1961₂) также отмечает налегание молодых морен на флювиогляциальные отложения камовых террас. Это, по его мнению, является «естественным следствием небольших осцилляций ледников в самый заключительный этап их существования» (стр. 103). Н. А. Ефим-

цев указывает, что к востоку от оз. Джулу-Куль у молодых морен «отчетливо виден край ледникового контакта, который был образован, когда опускавшиеся с хребта ледники упирались в край массива мертвого льда, находящегося у его подножия». На этом основании делается вывод об одновременном формировании предгорного шлейфа молодой конечной морены и камовой террасы, из чего следует положение о стадильности молодых конечных морен, что, на наш взгляд, является неверным. Установленный факт перекрытия конечными моренами камовых террас нельзя считать следствием осцилляционных подвижек ледников. Стадильные и осцилляционные положения деградирующего ледника отмечены серией (не менее трех-четырех) моренных валов, развитых выше на склонах хребта, внутри края описанных конечных морен. Такие стадильные и осцилляционные морены, связанные с отступанием оледенения, хорошо изучены и описаны для других районов Алтая Л. Н. Ивановским (1956, 1957), В. Е. Поповым (1962, 2) и др. В данном случае мы имеем дело с конечной мореной наступавшего и перекрывшего камовые террасы ледника, который имел наибольшее продвижение вниз по склону в максимальный этап своего развития, отделенный от предшествующего оледенения временем деградации ледоема в котловине и образования камовых террас. Во-вторых, «край ледникового контакта» молодой конечной морены нами нигде не наблюдался. Наоборот, наблюдались случаи, когда молодые конечные морены полностью перекрывают камовые террасы, спускаясь гипсометрически ниже «края ледникового контакта» самих камовых террас. В-третьих, широкое развитие молодых конечных морен характерно почти для всех долин, выходящих в котловину. Это указывает на общее похолодание климата, вызвавшее это новое наступление ледников.

В северной половине исследованной территории в бассейне р. Чулышман и его правобережных притоков последнее оледенение было развито лишь в высокогорных хребтах и массивах. Молодые конечные морены отмечены А. И. Музисом и Г. А. Максимовой в осевой части Шапшальского хребта, в отдельных массивах Чулышманского плоскогорья. Длина этих ледников не превышала 10—12 км. Характерна приуроченность последнего оледенения к склонам северо-восточной и северной экспозиций.

В Сумультинском хребте второе постмаксимальное оледенение имело каровый и карово-долинный характер. О. А. Раковец и Г. А. Шмидт (1963) отмечают на северных склонах хребта в верховьях рек Уймень и Учал конечные морены небольших ледников, которые перекрывают ледниковые и флювиогляциальные отложения предшествующего оледенения.

На северо-восточных склонах Айгулакского хребта, обращенных к оз. Сарулу-Куль, морены последнего оледенения залегают в карах, расчленяющих склон хребта, на котором четко видны следы ледниковой обработки поверхности коренных пород предшествовавшим оледенением. В долинах северных склонов Курайского хребта морены последнего оледенения отмечены в верховьях рек Кубадру, Кысхыштубек, Ильдугем.

В Северо-Чуйском хребте последнее оледенение имело ярко выраженный горно-долинный характер. Центром его был массив Биш-Ирду, от которого ледники спускались по долинам рек Маша-Юл (14 км), Куркурек (5 км), Корумду (7 км), Актуру (12 км), Тютө (11 км). Конечные морены этих ледников отмечаются на высотах от 1700 до 2000 м. Конечные морены второго постмаксимального оледенения сочленяются с первой надпойменной террасой высотой 4—6 м, которая вблизи них сложена крупновалунным и галечным материалом. С удалением от морен в сторону Курайской котловины состав отложений террасы меняется, в них появляется пойменная фация осадков, представленная песками и суглинками, содержащими белесовато-серый глинистый материал —

«ледниковый ил». Ширина террасы в центральных частях котловины достигает 2,0—3,0 км, она образует ровное, местами заболоченное пространство. Вполне вероятно, что во время последнего оледенения центральная часть котловины была занята мелкими озерами и болотами.

В Южно-Чуйском хребте последнее оледенение было развито в массивах Иикту, Джан-Иикту, где ледники сохранились и сейчас. Наиболее далеко выходил в Чуйскую котловину ледник по долине р. Чаган-Узун, образованный слиянием трех долинных ледников рек Талдуры, Чаган и Чаган-Узун. Его конечная морена фиксируется на абсолютной высоте около 1920 м ниже пос. Кызыл-Маны. У внешнего края и внутри морены широко развиты ленточные светло-серые озерные алевроиты, слагающие первую террасу и достигающие 10—12 м мощности. Выше по долине реки отмечены два четких стадияльных вала, за каждым из которых имеются низкие террасы высотой в 2—3 м, сложенные озерными суглинками.

Конечные морены последнего оледенения менее четко выражены в долинах рек Елангаш и Ирбисту. Эти конечные морены связаны с первой низкой террасой, высота которой у края морен около 3,5—4,5 м. Изменения террасовых отложений при их прослеживании вниз по долинам рек, в сторону центральных частей Чуйской котловины, принципиально сходны с описанными изменениями для Курайской котловины. В 20—25 км от края морен они сложены галечниками с небольшими валунами. В верхней части разреза террас по долинам рек Елангаш и Тархата встречаются прослойки светло-серых суглинков, близких по характеру материала к ленточным. Форма их залегания необычная: они образуют волнистые прослои, изгибы, как бы смятые в мелкие складки, иногда разорванные. Такие формы являются, видимо, результатом солифлюкционных деформаций приповерхностной части отложенных террас во время последнего оледенения.

Вблизи долины р. Чуи мощность песчаных и алевроитовых прослоев верхней части низкой террасы увеличивается постепенно и они сменяются белесыми озерными суглинками. Их площадное распространение ограничивается примерно абс. высотой 1760 м, на которой фиксируется появление первых прослоев озерных суглинков в верхах разрезов террасы. Видимо, во время последнего оледенения в самой центральной части Чуйской котловины существовали небольшие озера, в которых отлагался тонкий материал, выносимый по долинам рек от ледников.

По восточной окраине Чуйской котловины, на склонах хр. Чихачева конечные морены второго постмаксимального оледенения развиты в долинах рек Нарын-Гол и Богуты, где они подпруживают небольшие озера. Внутри этих конечных морен развиты озерно-ледниковые и водно-ледниковые отложения, слагающие низкие террасы озер Кок-Куль, Богуты, Кындыкты-Куль. Небольшие конечные морены последнего оледенения отмечаются также в верховьях р. Кольдучек в массиве Талду-Аир.

В южной половине исследованной территории, на склонах Южно-Чуйского хребта и плато Укок, следы последнего оледенения были изучены С. Ф. Дубинкиным (1940) и З. А. Титовой (1957). Ледники, спускавшиеся с южных склонов Северо-Чуйского хребта, оставили свои морены на правом борту долины р. Джасатер на высотах 1700—1800 м. Здесь нами наблюдалась конечная морена последнего оледенения, вложенная в размытые морены предшествующего оледенения, тянущиеся в виде прилавок вдоль бортов долины р. Джасатер. На плато Укок последнее оледенение развивалось в высокогорных массивах на водоразделах рек Кок-Су и Кара-Алаха, Джасатер и Ак-Алаха, Колгуты и Джасатер. Довольно крупные (до 15 км) ледники спускались с северного склона хр. Южный Алтай, где основным центром оледенения являлся

массив Табын-Бюгдо-Ола. Молодые конечные морены рек Колгуты, Кара-Чад, по данным Г. А. Шмидт, перекрывают морены подножия первого постмаксимального оледенения, занимающие всю Бертекскую котловину.

Последнее оледенение при своей деградации имело несколько стадий отступления, которые в Центральном Алтае изучали Е. Г. Тюменцев, И. М. Мягков и Л. А. Варданыц, а в Юго-Восточном Алтае — М. В. Тронов, Л. Н. Ивановский, В. Е. Попов и З. А. Титова. Этими исследователями было установлено, что в большинстве троговых долин можно выделить серию стадияльных морен, а подсчет депрессий снеговой границы, произведенный для этих стадий, показал, что они сопоставляются между собой и, следовательно, обусловлены общеклиматическими изменениями. Геологический возраст стадий отступления охватывает интервал времени от верхов верхнего плейстоцена до голоцена включительно, показывая тем самым сложный непрерывно-прерывистый процесс деградации последнего оледенения. Всего выделяются семь стадий отступления — максимальная, первая, огневская, мультинская, кочуртинская, аккемская, историческая. Однако в зависимости от местных особенностей климата и морфологии троговых долин в разных районах бывают выражены не все стадияльные морены.

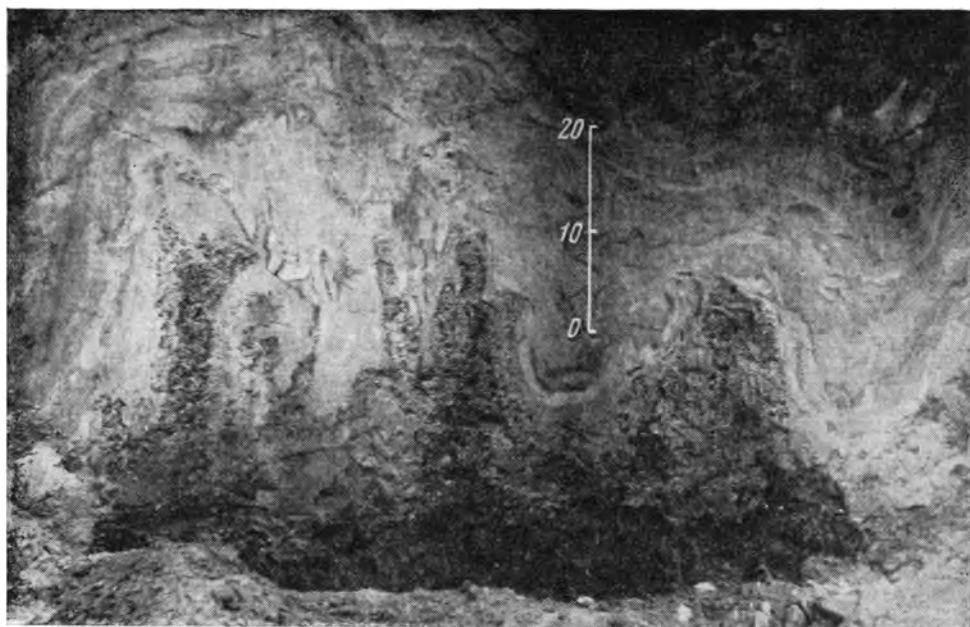
Такие условия, по Л. Н. Ивановскому (1956) и В. Е. Попову (1962), были и на Юго-Восточном Алтае, где сохранились лишь три-четыре стадияльные морены. Всего четыре стадии отмечаются З. А. Титовой (1957) и для долин бассейна р. Джасатер. По нашим наблюдениям, в хребтах Курайском, Шапшальском, Чулышманском и Чихачева также выделяется не более двух-трех стадияльных морен. Стадии деградации последнего оледенения отмечены в морфологии каров и цирков, где насчитывается несколько ступеней, связанных, по Л. Н. Ивановскому (1962), с разновысотным положением снеговой границы. Увязка ступенчатых каров и стадияльных морен, произведенная Л. Н. Ивановским для различных районов Алтая, показала достаточно стройную картину последовательного сокращения древнего оледенения и переход к его современному состоянию.

Во внеледниковых районах второму постмаксимальному оледенению соответствует первая (4—6 м) надпойменная терраса. Довольно типичный разрез ее наблюдался нами по р. Б. Улаган у пос. Тужар, где эти отложения залегают на ленточных озерно-ледниковых глинах времени деградации первого постмаксимального оледенения. Здесь сверху вниз обнажаются:

	Мощность, м
Q ² _{el} 1. Почва	0,15
Q ¹ _{al} 2. Суглинки коричневатые-серые, послойно обогащенные растительным детритом и обломками древесины, в нижних частях чистые	0,8
Q ⁴ _{al} 3. Пески темновато-серые, промытые	0,2
4. Галечники мелкие, хорошо окатанные	0,2
5. Глины и суглинки серые, солифлюкционно перемятые	1,0
6. Галечники мелкие, плохо сортированные, с размывом залегающие на подстилающем слое	0,5
Q ² _{lm} —gl 7. Суглинки светло-серые, ленточнослоистые	0,5
	(видимая)

Отложения слоя 7 являются цоколем низкой террасы. Слои 3—6 синхронны, видимо, второму постмаксимальному оледенению, о чем свидетельствуют криогенные смиятия слоистости (фиг. 60) этих отложений и отсутствие в них пыльцы и спор.

Возраст второго постмаксимального оледенения определяется нами второй половиной верхнего плейстоцена на основании его соотношения с отложениями предшествующего оледенения. Палеонтологически отложения этого времени на нашей территории почти не охарактеризованы. Лишь в долине р. Кокури на северо-востоке Чуйской котловины



Фиг. 60. Криотурбированные галечники и пески в основании низкой (3,5—4,0 м) террасы р. Б. Улаган, синхронной второму постмаксимальному оледенению

в 3,5-метровой террасе, прорезающей конечную морену первого постмаксимального оледенения, нами был найден зуб *Equus caballus latipes* (определение Э. А. Вангенгейм), характерной формы верхнепалеолитического комплекса. В. И. Громов (1957) указывает, что эта форма типична для верхней половины комплекса, т. е. отвечает верхнему плейстоцену. Е. Н. Шукина (1960) отмечает, что последнему оледенению гор Алтая отвечают низкие (12—20 м) террасы рек Катунь и Бии, содержащие остатки млекопитающих верхнепалеолитического комплекса. С этими террасами связаны также стоянки верхнепалеолитического человека. Л. Д. Шорыгина (1960) и Н. А. Ефимцев (1961), ссылаясь на данные И. С. Гудилина, А. С. Додина и И. Г. Нордега, указывают на находки остатков *Mommothus primigenius*, *Coelodonta antiquitatis* в отложениях низких террас рек Восточной Тувы.

Исходя из стратиграфического положения ледниковых отложений последнего оледенения, масштабов его распространения, прекрасно выраженных форм ледникового рельефа, мы сопоставляем это оледенение с сартагским оледенением Западной Сибири. Общая схема сопоставления оледенений Горного Алтая и сопредельных регионов по представлениям разных исследователей показана на табл. 13.

ГОЛОЦЕН

Голоценовые отложения в Юго-Восточном Алтае развиты менее широко, чем плейстоценовые, и представлены различными генетическими типами. Их распространение четко определяется специфическими особенностями современных физико-геологических процессов, идущих по-разному в различных высотных поясах гор. В высокогорных хребтах деградирующее последнее оледенение оставило целую серию описанных

Сопоставление схем оледенений Горного Алтая и сопредельных территорий

Унифицированная схема 1932 г.	Горный Алтай						Южный, Алтай	Западная Тува	
	По В. П. Нехорошеву (1932)	По Е. Н. Шуккиной (1953)	По Е. Н. Шуккиной (1960)	По Г. Ф. Лунгерсгаузену и О. А. Раковцу (1961)	По О. А. Раковцу, Г. А. Шмидт (1963)	По Е. В. Девяткину (1935)	По Ю. П. Селиверстову (1939)	По Н. А. Ефимцеву (1961)	По Л. Д. Шорыгиной (1957, 1960)
Верхний плейстоцен	Горно-долинное	Аккемское	Менский стаднал	Постмаксимальное	Стадии постмаксимального оледенения	Второе постмаксимальное	Катонское	Последнее	Последнее
		Майминское (с двумя стадиями)	Чибитское		Постмаксимальное оледенение	Первое постмаксимальное	Кинжирское		
Средний плейстоцен	Полупокровное (максимальное)	Катунское	Майминское	Максимальное (с двумя стадиями)	Максимальное оледенение (II стадия)	Максимальное	Урьльское	Предпоследнее	Алашское
			Катунское		Максимальное оледенение (I стадия)				
Нижний плейстоцен		Башкауское	Башкауское		Башкауское оледенение				Шалашское

выше стадиальных морен отступления. Часть этих стадиальных морен относится, безусловно, к голоцену, так что провести четкую границу между плейстоценом и голоценом по ледниковым отложениям невозможно. Е. Н. Шуккина (1960) относит к голоцену аккемскую, кучурлинскую и мультинскую стадиальные морены, однако она, видимо, несколько завышает их возраст, так как этим моренам, по данным В. Е. Попова (1956) и Л. Н. Ивановского (1957), соответствуют низкие надпойменные террасы в долинах рек.

Надо заметить, что вообще вопрос о нижней границе голоцена при изучении стадий деградации последнего оледенения никем не разбирается, хотя это имеет весьма важное значение.

Морены современных ледников отличаются значительной грубостью и слабой окатанностью обломочного материала, имеющего характерную ледниковую штриховку, очень малым содержанием цементирующего мелкозема и прекрасной сохранностью ледниковых форм рельефа. Мощности ледниковых отложений достигают первых десятков метров.

Литологически близки современным моренам «каменные глетчеры» — гравитационно-солифлюкционные отложения альпийского пояса. Они часто образуют формы микрорельефа, сходные с моренными грядами, но в отличие от последних бывают связаны не с ледником, а с гравитационными конусами, осыпями, развитыми выше них на крутых стенках каров и трогов. Материал из этих отложений отличается полной неокатанностью, несортированностью, отсутствием валунов с ледниковой штриховкой.

На поверхностях высокогорных плато, на останцовых массивах, в хребтах, где сохранились реликты древнего денудационного рельефа,

интенсивные процессы физического выветривания, продолжавшиеся с плейстоцена, привели к образованию крупноглыбового элювия — курумов. Они покрывают значительные площади гольцовых поверхностей на высотах более 2200—2400 м. Их мощность достигает нередко 10—15 м.

На пологих склонах высокогорных водоразделов развиты элювиально-солифлюкционные образования, связанные фациальными переходами с курумами. Они отличаются меньшей грубостью, наличием глинистого цементирующего материала. Для этих осадков характерны специфические формы мезо- и микрорельефа — нагорные террасы, разнообразные солифлюкционные потоки, оплывины, полигональные грунты и т. д. Современные физико-геологические процессы и отложения высокогорной зоны Алтая и Тувы хорошо описаны в работах М. С. Калецкой (1938) и И. И. Белостоцкого (1958).

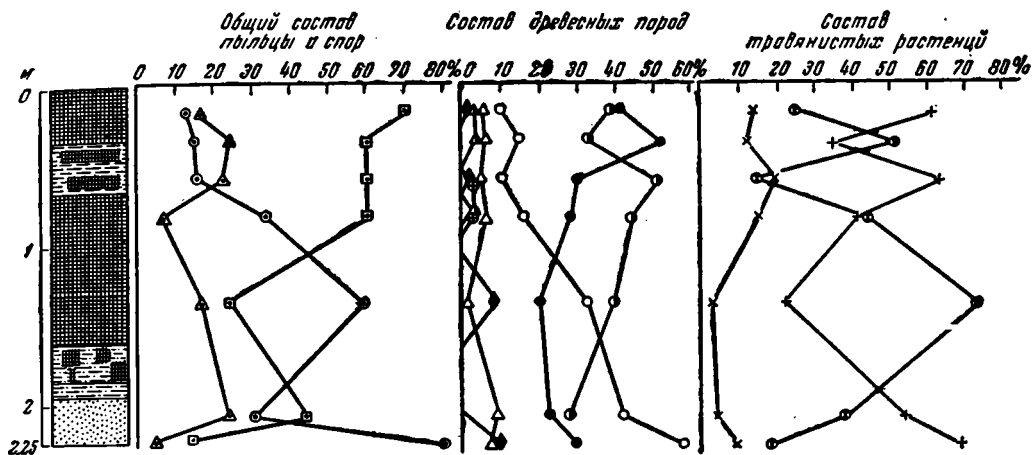
В среднегорном поясе Юго-Восточного Алтая преобладают процессы эрозийного расчленения склонов с образованием осадков склонового ряда — делювиальных и делювиально-пролювиальных отложений. Они представлены суглинисто-щебнистыми накоплениями, в которых отмечаются плохая сортировка материала и неясная наклонная слоистость, часто имеющая следы солифлюкционных течений. Состав, форма и размеры обломков определяются характером коренных пород склонов. Мощность отложений колеблется от 2—3 до 10—12 м.

Весьма интересны и особо важны для выяснения областей новейших движений и сейсмичности территории оползневые и обвальные образования. Их распространение теснейшим образом связано с наиболее неотектонически и сейсмически активными зонами сопряжения хребтов и котловин. Вдоль южного склона Курайского хребта в Чуйской и Курайской котловинах широко развиты оползни в неогеновых и четвертичных отложениях. Начало процесса образования оползней относится, видимо, еще к эоплейстоцену. Современные оползни достигают в длину 2—3 км и имеют мощность не менее 50—70 м. Их цирки видны в верховьях рек Джаман-Терек, Джаган-Терек, Бекен и др. Детрузивная часть оползней представлена отдельными вертикально-раздробленными и смещенными блоками глин и алевроитов, которые ниже по склону в деляпсивной части беспорядочно перемешаны и сгружены.

Особое место среди голоценовых отложений занимают аллювиальные образования, развитые в речных долинах, протягивающихся от хребтов до котловин Юго-Восточного Алтая. В разных высотных поясах аллювиальные отложения имеют некоторые специфические особенности. В высокогорных хребтах и горных массивах они представлены главным образом маломощными русловыми фациями, состоящими из грубых галечников и валунов, обычно перебитых ледниковыми осадками (ледниковый прелювий). При выходе долин из хребтов в котловины наблюдается слабая дифференциация аллювия на русловую и пойменную фации. Последняя представлена супесями и песками небольшой мощности. В центральных частях Чуйской и Курайской котловин довольно широко развиты пойменные и озерные отложения: светло-серые, зеленовато-серые глины с прослоями растительного детрита и фауной пресноводных моллюсков. Эти осадки слагают холмы высотой 3—4 м в пойме р. Чуи. Выше пос. Ортолык нами наблюдался их следующий разрез (сверху вниз):

Мощность, м

Q ¹ 4m	1. Супеси серые и белесовато-серые, плитчатые, обогащенные растительным детритом, образующим тонкие коричневатобурые прослои	1,3
	2. Глины темно-серые и зеленовато-серые, с полуразложившимися стеблями и листьями болотных растений	1,0
Q ⁴ 3lm—gl	3. Супеси светло-голубоватые, без органических остатков, обладающие ритмичной слоистостью	1,2 (видимая)



Фиг. 61. Спорово-пыльцевая диаграмма голоценовых торфяников из района оз. Джулу-Куль. (Материал Е. В. Девяткина, анализ В. Н. Тихомиров). Условные обозначения см. на фиг. 6

В описанном разрезе отмечается смена верхнеплейстоценовых озерно-ледниковых отложений, синхронных последнему оледенению (слой 3), голоценовыми озерно-аллювиальными осадками (слои 1—2). Последние содержат фауну пресноводных моллюсков: *Lymnaea auricularia* L., *Valvata piscinalis* Müll., *Cyraulac acronicus* Fer., *Pisidium casertanum* Poli., *P. vincentianum* Woodw., *Oxyloma elegans* Risso (определения Я. И. Старобогатова).

В районах древнего оледенения голоценовые отложения представлены обычно торфяниками, залегающими на пойме или развитыми на поверхности низких террас. В районе оз. Джулу-Куль нам удалось проследить смену ленточных глин, синхронных последнему оледенению, торфяниками. Здесь на поверхности морены второго постмаксимального оледенения залегают (сверху вниз):

	Мощность, м
Q ⁴ ₁ lm 1. Торф коричнево-серый, неслоистый, рыхлый	0,4
2. Суглинки темно-бурые, с тонкими торфянистыми линзами	0,15
3. Торф черный, тонковолокнистый, плотный, маслянисто-мажущий	0,20
4. Торф светло-коричневый, спрессованный, плотный, содержащий крупные стебли и семена болотных растений	0,40
5. Пески коричнево-бурые, оторфованные, рыхлые	0,60
6. Суглинки темно-серые и коричневые, горизонтально-слоистые.	0,20
Q ⁴ ₃ lm—gl 7. Пески голубовато-серые, горизонтально-слоистые, с тонкими темными прослоями, обогащенными растительным детритом	0,1
8. Супеси светло-серые, ленточнослоистые, без органических включений	1,2
	(видимая)

Палинологические исследования этого разреза, произведенные В. Н. Тихомировым (фиг. 61), показали постепенную смену растительности конца ледникового времени (слои 7—8) растительными ассоциациями начала голоцена (слои 1—6). В низах разреза отмечается резкое преобладание (81%) пыльцы недревесных пород, преимущественно холодостойких ксерофитов. Среди древесных пород (14%) доминирует главным образом кустарниковая береза (56%). Вверх по разрезу количество пыльцы древесных пород неуклонно возрастает, увеличивается их разнообразие, появляется *Salix*, *Abies*, *Alnus*, причем характерно резкое сокращение пыльцы кустарниковой березы и увеличение роли сосны и

кедра. Таким образом, намечается постепенная смена тундрово-степных растительных ассоциаций лесной растительностью.

Как указывает О. В. Матвеева (1960), подобный состав растительности характерен для голоценовых торфяников из других мест Алтая (реки Кара-Кудюр, Кара-Озек, Юткун-Куль). Близкие спектры были получены также В. Н. Тихомировым из торфяников р. Топчихи (северо-западное окончание Джунгульской котловины) и З. А. Титовой (1957) из торфяников по р. Джасатер.

Таким образом, по смене осадков и типов растительности намечается достаточно четкая граница перехода от ледникового времени конца верхнего плейстоцена к голоцену. Важно отметить, что рост и образование торфяников в настоящее время не происходит. Более того, судя по составу растительности, во время их формирования климатические условия в высокогорных районах были более благоприятные, чем в настоящее время. Об этом свидетельствует разнообразие и значительное содержание пыльцы древесных пород, не произрастающих сейчас в этих районах. Видимо, в низах голоцена устанавливается определенный климатический оптимум, фиксируемый в высокогорных районах развитием открытых торфяников, а в Чуйской котловине — озерными осадками с фауной пресноводных моллюсков.

* * *

Проведенный обзор стратиграфии антропогенных отложений Юго-Восточного Алтая позволяет выделить три крупных лито-стратиграфических комплекса отложений — эоплейстоценовый, плейстоценовый и голоценовый. Эти комплексы характеризуются определенными особенностями состава отложений, их фациальных изменений, а также фауны и флоры, что стоит в прямой зависимости от тектонических и климатических условий осадконакопления.

Эоплейстоценовые отложения формировались в условиях особенно напряженных неотектонических движений, что обусловило их грубообломочный состав. Климат эоплейстоцена был достаточно теплый, оледенение отсутствовало, в составе фауны и флоры еще сохранялось значительное количество неогеновых реликтов.

Плейстоценовые отложения формировались главным образом в условиях холодного ледникового климата. Большая часть территории Юго-Восточного Алтая неоднократно покрывалась оледенением. Во внеледниковых районах в отложениях плейстоцена четко запечатлены следы их накопления в ледниковое время.

Голоценовые отложения отражают начало нового этапа осадконакопления, хотя в высокогорных районах Алтая они еще несут на себе следы ледникового времени, будучи тесно связанными с плейстоценовыми отложениями.

Таким образом, и на Алтае можно выделить те же три крупных естественных этапа на протяжении антропогена (эоплейстоцен, плейстоцен, голоцен), которые были выделены В. И. Громовым (1948) в ранге отделов, а в дальнейшем установлены работами ряда исследователей (В. И. Громов, И. И. Краснов, К. В. Никифорова, Е. В. Шанцер, 1961) для большей части территории Советского Союза.

НОВЕЙШАЯ ТЕКТНИКА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ НАКОПЛЕНИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Как было показано в предыдущих главах, где разбиралась стратиграфия кайнозойских отложений, накопление последних тесно связано с новейшими тектоническими движениями, которые обусловили особенности распределения по площади разновозрастных горизонтов кайнозоя и предопределили накопление во впадинах мощных (до 1000 м) толщ неогена, эоплейстоцена и плейстоцена, а в областях поднятий горных хребтов и массивов — резкое сокращение мощности и неполноту разреза кайнозоя. Здесь развиты лишь ледниковые, преимущественно верхнеплейстоценовые отложения. Распределение фациально-генетических типов осадков находится в прямой связи с особенностями проявления новейших движений, что находит свое отражение в определенной смене генетических типов и их фаций, изменении мощностей, грубости материала и т. д. Такие изменения в накоплении кайнозойских осадков особенно выразительны при прослеживании их от областей поднятий — горных хребтов — к областям относительного прогибания — межгорным впадинам. В пределах самих новейших структур их распределение строго контролируется интенсивностью и направленностью новейших движений, что видно на примере распределения различных типов отложений в Чуйской котловине.

Необходимо учитывать, что новейшие тектонические движения происходили в течение всего времени осадконакопления, но они имели разную интенсивность и относительную направленность во времени, что позволяет выделить несколько этапов их проявления. Каждый из этих этапов нашел отражение в формировании крупных литолого-стратиграфических комплексов (или серий) осадков, характеризующихся специфическими особенностями. Эти комплексы разделены границами тектонических несогласий и эрозионных размывов, фиксирующих основные фазы неотектонических движений. Выделяются следующие этапы новейших движений и соответствующие им комплексы осадков: 1) палеоген, включающий кору выветривания и карачумскую свиту, 2) неоген — кошагачскую и туерыкскую свиты, 3) эоплейстоцен — кызылгирскую, бекенскую и башкаусскую свиты, 4) плейстоцен — отложения ледникового комплекса максимального и постмаксимальных оледенений и синхронные им осадки внеледниковой зоны.

Неотектонические движения обусловили сложную тектонику как жесткого докайнозойского основания, так и тектонику самих кайнозойских отложений. Распределение областей поднятий и опусканий и направленность новейших движений теснейшим образом связаны с тектонической структурой докайнозойского основания, наследуя ее основные элементы. Частично имеет место также новое, субширотное направление неотектонических движений, не везде совпадающее с простиранием древних, докайнозойских структур.

Масштабы и формы новейших морфоструктур позволяют выделить в них несколько порядков. Крупные морфоструктуры горных хребтов и разделяющих их межгорных впадин, достигающие сотен километров в длину и несколько десятков километров в ширину, представляют собой макроструктуры первого порядка. В местах сопряжения структур с разным направлением движения возникают более мелкие, приразломные структуры второго порядка, осложняющие более крупные. Структуры неогеновых и эоплейстоценовых отложений выделены нами в структуры третьего порядка.

Таким образом, соотношения докайнозойских и кайнозойских структур, морфология новейших структур, этапы тектонических движений и кайнозойского осадконакопления являются основными вопросами, которые рассматриваются в главах настоящего раздела работы.

Глава IV

СООТНОШЕНИЕ ДОКАЙНОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ СТРУКТУР ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ

Прежде чем говорить о соотношении структур разных этапов развития Юго-Восточного Алтая, необходимо коротко остановиться на тектоническом строении докайнозойского основания территории.

Из общих работ, посвященных тектонике Горного Алтая, необходимо в первую очередь отметить работы В. А. Кузнецова (1952, 1954), В. П. Нехорошева (1932, 1958, 1959), Н. С. Зайцева (1963), И. И. Белостоцкого (1960), И. И. Белостоцкого, Л. П. Зоненшайна, Б. Н. Красильникова, И. Ф. Пожарисского и Н. Н. Хераскова (1959). Согласно этим исследованиям, развитие Алтая представляет собой сложный процесс постепенного сокращения геосинклинали и перехода отдельных ее частей сначала в складчатую область, а затем в платформу. Этот процесс шел неравномерно и скачкообразно. На первых этапах обособились сравнительно жесткие массивы, вокруг которых в дальнейшем происходила консолидация все более молодых структур. В общем развитии структур отчетливо выявляется их унаследованность как в отношении плана, так и в отношении тенденции движения.

Этапы тектогенеза. В. А. Кузнецовым (1952) выделяется несколько основных этапов тектонических движений, которые привели к созданию современной тектонической структуры Горного Алтая. Такими этапами являются салаирский, раннекаледонский, позднекаледонский, ранневарисский, поздневарисский, мезозойский и кайнозойский. Следует, однако, отметить, что выделение этапов тектогенеза является до известной степени условным, поскольку время их проявления не всегда точно совпадает с общепринятым.

Важнейшим этапом формирования тектонической структуры Горного Алтая является этап салаирской складчатости, в результате которой в области первичной геосинклинали были обособлены геоантиклинальные и геосинклиналильные зоны, отделенные друг от друга заложившимися глубинными разломами. В этот период определился общий структурный план Алтая в виде дугообразных структурных зон, вытянутых на северо-запад. Это справедливо отмечает В. П. Нехорошев, указавший, что «после салаирской складчатости структурные особенности Алтая определились тем планом, который был намечен в результате проявления этой складчатой фазы» (1958, стр. 212).

Последующий, раннекаледонский этап тектогенеза, проявившийся к силуру, не был, по мнению В. А. Кузнецова (1954) и В. П. Нехорошева (1958), столь существенным, как предыдущий. Терригенные флишеидные толщи верхнего кембрия — ордовика были дислоцированы в складчатые сооружения в пределах Западно-Саянской, частично

Ануйско-Чуйской и Центрально-Алтайской зон. В позднекаледонском этапе геосинклинальный режим сохраняется лишь в пределах Ануйско-Чуйской зоны, где геосинклинальный прогиб наследуется от предыдущего этапа.

Территория Алтая была по своему составу неоднородной. Жесткие выступы салаирских структур отделялись глубинными разломами от сравнительно мобильных зон каледонской складчатости. В пределах последних выделялись отдельные межгорные прогибы, выполненные осадками субплатформенного типа.

Следующий ранневарисский тектонический этап внес существенное изменение в палеогеографию Горного Алтая. Происходит дальнейшее накопление мощных толщ геосинклинального типа в Ануйско-Чуйском прогибе. Остальная территория является относительно стабильной областью. Одновременно происходит образование наложенных межгорных впадин типа Улаганской и Еринатской мульды. В конце этапа варисской складчатости консолидируется Ануйско-Чуйская геосинклинальная зона. Эффузивно-осадочные толщи девона, развивающиеся по зонам сопряжения салаирских и каледонских структур, также испытывают складчатость.

Поздневарисский и мезозойский этапы тектогенеза на Юго-Восточном Алтае проявились главным образом по четко унаследованным зонам глубинных разломов — Курайско-Телецкого и Шапшальского. Вдоль них были сформированы узкие пришовные прогибы типа грабенов, в которых шло накопление континентальных угленосных толщ верхнего палеозоя и местами юры.

В. А. Кузнецов (1952) предполагает, что поздневарисские и мезозойские приразломные (шовные) прогибы рассматриваемой территории являются юго-восточным структурным продолжением прогиба Кузбасса и вдоль глубинных разломов проходят в Монголию. Эту идею подтверждают обнаруженные в последние годы при геологической съемке мезозойские отложения, выполняющие грабены вдоль Шапшальского разлома.

Следующий кайнозойский этап тектонического развития территории будет рассмотрен нами в главах V—VI.

Структурное районирование. Структурное районирование Алтая приводится по материалам Всесоюзного аэрогеологического треста. На Юго-Восточном Алтае выделяются три крупные структурные зоны, в которых консолидация складчатых сооружений происходила в разное время. Такими зонами являются Катунская, Центрально-Алтайская и Западно-Саянская. В пределах каждой зоны выделяются крупные структуры — антиклинории и синклинории, осложненные более мелкими структурными элементами.

Юго-восточным окончанием Катунской зоны на нашей территории является Кадринско-Баратальский горст. В осевой части он сложен наиболее древними, сильно дислоцированными синийскими толщами. По краям к нему примыкают отложения нижнего и среднего кембрия. Этот горст протягивается узкой полосой от среднего течения р. Кадрин до нижнего течения р. Чаган-Узун. На востоке он отделяется от структур Западно-Саянской зоны меридионально направленной ветвью Телецко-Курайского глубинного разлома. На юго-западе граница горста со структурами Ануйско-Чуйского синклинория выражена менее четко.

На северо-западе Кадринско-Баратальский горст переходит в Бийский и Катунский выступы. На юго-востоке он приобретает субширотное простирание и оканчивается у устья р. Чаган-Узун, где срезается разломами северо-восточного направления. Его субширотная часть построена весьма сложно. Примерно на меридиане пос. Ак-Таш он раз-

деляется на две части продольным разломом и приуроченным к нему шовным прогибом, выполненным отложениями девона и карбона. Сам горст разбит на ряд узких клиньев, ограниченных разломами. Их широтные отрезки довольно четко срезают разломы других направлений и часто имеют непосредственное выражение в рельефе южного склона Курайского хребта. Плоскости разломов очень круты и имеют обычно северо-восточное падение, а на изгибах горстовой структуры приобретают надвиговую форму.

Второй структурной зоной является Центральнo-Алтайская. Здесь консолидация структур произошла к среднему — верхнему карбону. В ее пределах выделяется наиболее крупная положительная структура — Холзунско-Чуйский мегантиклинорий («главный антиклинорий Алтая», по В. С. Заика-Новацкому, 1956). Эта структура простирается широтно от хр. Чихачева на запад, занимая весь юг нашей территории в пределах Сайлюгема, Южно-Чуйского хребта и плато Укок. Северный край структуры четко ограничен Чарышко-Теректинским («Башелак-Южно-Чуйским», по В. С. Заика-Новацкому) разломом. Южное и восточное окончания зоны уходят в пределы Монголии, где выделяются К. Л. Волочковичем (1961) под названием «Монголо-Алтайской складчатой зоны каледонского возраста». Осевую часть мегантиклинория на Юго-Восточном Алтае слагают верхнекембрийские и ордовикские отложения. В его пределах выделяются менее крупные структуры: Коксинский горст-антиклинорий, частично заходящий в наш район, и его восточное продолжение — Кокузекское поднятие; южная часть Холзунско-Чуйского мегантиклинория представлена широтно ориентированным Южно-Чуйским синклинорием. На востоке, в пределах Холзунско-Чуйского мегантиклинория выделяются наложенные более мелкие структуры, выполненные красноцветными и осадочно-вулканогенными отложениями силура и нижнего — среднего девона. Они выражены в виде мелких грабенов (Тарский, Тархатинский) и плоских изометрических мульд (Калгутинская и Уландрыкская) со спокойным залеганием пород.

Крупнейшей отрицательной структурой Центрально-Алтайской зоны является Ануйско-Чуйский мегасинклинорий, расположенный между Холзунско-Чуйским мегантиклинорием на юго-западе и Катунским мегантиклинорием на северо-востоке. Его границами являются зоны глубоких разломов — Курайско-Талецкого и Чарышко-Теректинского. Ануйско-Чуйский мегасинклинорий выполнен осадками от верхнего кембрия до среднего девона включительно. В пределах мегасинклинория породы дислоцированы довольно слабо, лишь в приразломных частях структур они смяты в изоклинальные складки и разбиты оперяющими разломами.

Ануйско-Чуйский мегасинклинорий построен довольно сложно, в нем выделяются структуры нескольких порядков. В пределах Юго-Восточного Алтая к западу от Кадринско-Баратальского горста вытянута Тутойская синклиналь, сложенная породами ордовика и силура. Самая южная часть Ануйско-Чуйской мегаструктуры занята Аргутско-Шавлинской мульдой, выполненной ниже- и среднедевонскими вулканогенно-осадочными образованиями. Вдоль северо-западного борта юго-восточного окончания Ануйско-Чуйского мегасинклинория, на границе его с Кадринско-Баратальским горстом, расположена Бельгебашская грабен-синклиналь, выполненная вулканогенным девонем. Другая подобная приразломная структура — Карагемская синклиналь — расположена по южной границе Ануйско-Чуйского синклинория, где протягивается широтно вдоль зоны Чарышко-Теректинского глубинного разлома.

Крупной структурой в пределах Ануйско-Чуйского мегасинклинория является Уйменско-Лебедской прогиб. С востока он ограничен Телецкой ветвью Курайско-Телецкого глубинного разлома, с запада — Кадринско-Баратальским горстом. Эта депрессионная структура выполнена породами ордовика, силура и девона и представляет собой крупную асимметричную складку.

Самое крайнее юго-восточное продолжение Ануйско-Чуйской мегаструктуры выделяется И. И. Белостоцким и другими (1959) в Чуйский синклинорий. В его строении принимают участие синийско-кембрийские отложения основания и складчатый покров девонско-силурийских пород, скрытых большей частью под кайнозойскими отложениями Чуйской впадины. Чуйский синклинорий ориентирован широтно. С севера он ограничен широтным отрезком Курайского разлома, с юга — Чарышко-Теректинским глубинным разломом. К этим разломам примыкают Курайская (на севере) и Чарышко-Теректинская (на юге) пришовные синклинальные структуры — грабен-синклинали, разделенные Ак-Каинским поднятием. Это поднятие полого погружается на восток, скрываясь под кайнозойскими отложениями Чуйской впадины. Большая часть Чарышко-Теректинской грабен-синклинали скрыта под чехлом кайнозойских отложений, наблюдается лишь ее пологое южное крыло. Курайская грабен-синклиналь состоит из двух депрессионных структур, разделенных широтно ориентированным горстовым выступом ниже- и среднекембрийских пород, выходящих в осевой части Курайского разлома. К востоку обе части Курайской грабен-синклинали погружаются, сливаясь с Юстыдской брахисинклиналью. Последняя представляет собой крупную мульдообразную структуру изометрической формы. Породы среднего — верхнего девона, слагающие эту структуру в прибортовых частях, дислоцированы в узкие вытянутые вдоль борта мульды складки, в центральных частях складчатость становится менее напряженной, брахиформной.

Западно-Саянская структурная зона занимает всю восточную часть территории Горного Алтая. От Центрально-Алтайской зоны она отделяется Телецкой ветвью Курайско-Телецкого глубинного разлома. Восточная ее часть уходит в пределы Тувы и Западного Саяна. В пределах зоны происходит изменение простирания структур от северо-западного (алтайского) к северо-восточному (западно-саянскому) направлению. До последнего времени внутреннее строение этой зоны было изучено крайне слабо. Лишь после работ ВАГТа удалось наметить ее основные черты.

Складчатые толщи кембрия и ордовика в пределах этой зоны образуют крупный Западно-Саянский мегасинклинорий. Эта крупная структура распадается на ряд более мелких структур. Чулышманский антиклинорий занимает правобережье р. Чулышман и сложен сильно дислоцированными синийскими и ниже-среднекембрийскими отложениями. С востока он ограничен глубинным Шапшальским разломом, с запада — разломами, проходящими вдоль долины р. Чулышман. К юго-западу от Чулышманского антиклинория расположен Башкауский синклинорий, распадающийся на ряд более мелких структур.

В пределах Западно-Саянской зоны выделяется также ряд наложенных структур. На востоке от Телецкого озера в верховьях р. Абакан расположена Еринатская мульда, а южнее — крупная Улаганская мульда. В их пределах вулканогенно-осадочные отложения силура, нижнего и среднего девона дислоцированы сравнительно слабо. В Шапшальском хребте, на самом крайнем востоке территории расположена Хемчикская мульда, выполненная отложениями силура и девона.

Глубинные и региональные разломы, пришовные структуры. Разрывные нарушения играют очень большую роль

в геологическом строении региона. Среди них в первую очередь выделяются глубинные разломы, которые на протяжении всей геологической истории определяли структурно-тектоническую основу Алтая. К глубинным разломам, вслед за А. В. Пейве (1945), мы относим линейные разрывные тектонические структуры геосинклинальных областей, отличающиеся большой глубиной заложения, значительной пространственной протяженностью, длительностью и многофазностью индивидуального развития.

Роль глубинных разломов в геологическом строении Горного Алтая особо подчеркивалась В. П. Нехорошевым, В. А. Кузнецовым, И. И. Белостоцким, Н. С. Зайцевым и другими исследователями Алтая. Согласно В. П. Кузнецову (1954), они «возникают на самых ранних этапах развития геосинклинальной области, на границах между геосинклинальными и геоантиклинальными структурами. Глубинные разломы Алтае-Саянской области являются структурами длительного развития, наиболее подвижными швами, вдоль которых издавна происходят относительные движения обособившихся в процессе исторического развития геосинклинальной области тектонических блоков. Глубинные разломы продолжают развиваться и на постгеосинклинальных стадиях развития области, на всех этапах перехода ее в складчатую область и молодую платформу, причем в ряде случаев они служат краевыми разломами, отделяющими позднепалеозойские и мезо-кайнозойские прогибы от смежных поднятий» (стр. 225).

Это определение глубинных разломов дополняется И. И. Белостоцким (1956), отметившим, что «крупные структуры, развивавшиеся в связи с глубинными разломами, характеризуются резкой асимметрией. Вследствие того, что в зонах этих разломов вертикальные перемещения достигают максимальной амплитуды, в прилегающих к ним частях антиклинорий на поверхность выходят наиболее древние породы, а в соседних участках синклинорий — самые молодые» (стр. 28).

Как будет показано ниже, характерные особенности глубинных разломов нашли яркое отражение и в новейшее время, так как они были теми контролирующими швами, которые определили заложение и развитие молодых кайнозойских структур.

Чарышско-Теректинский («Башелак-Южночуйский» по В. С. Заика-Новацкому, «Южно-Чуйский» по К. Л. Волочковичу) глубинный разлом протягивается на нашей территории вдоль южной окраины Чуйской котловины. На западе он, видимо, разветвляется на ряд параллельных разломов, проходящих по осевой части Южно-Чуйского хребта и долине р. Джасатер. Он представляет собой серию ветвящихся, отходящих от единого ствола разломов, среди которых заключены узкие линейные блоки разновозрастных пород. Сами зоны разломов фиксируются гидротермально измененными, милонитизированными и рассланцованными породами.

Курайско-Телецкий глубинный разлом представляет собой наиболее яркую структуру этого типа. Разлом протягивается в широтном направлении вдоль осевой части Курайского хребта и далее поворачивает на северо-запад, разветвляясь на две ветви. Это целая зона сближенных между собой разломов, между которыми зажаты узкие тектонические блоки разновозрастных пород. Резко проявляется асимметрия зоны разлома, к северу от него выходят наиболее древние — нижне- и среднекембрийские породы, к югу залегают наиболее молодые — девонские и карбоновые. Эта асимметрия выражена и в современном рельефе. С Курайско-Телецким глубинным разломом связана зона регионального метаморфизма, протягивающаяся вдоль Курайского хребта. Разлом очень древний. Согласно А. Б. Дергунову, синийско-кембрийские отложения по обе стороны от разлома имеют различный состав,

различаются также мощности терригенных осадков верхнего кембрия и фации осадков среднего и верхнего девона.

Весьма характерными элементами Курайско-Телецкого и Чарышско-Теректинского глубинных разломов являются своеобразные приразломные (пришовные) структуры, представляющие собой узкие грабены, вытянутые вдоль зоны разлома. В них накапливались грубокластические отложения в то время, когда соседние области уже испытали консолидацию и превратились в складчатые сооружения. Заложение этих структур произошло, вероятно, еще в верхнем девоне, а их завершение, в среднем — верхнем карбоне. Примером таких структур могут являться приразломные Чарышско-Теректинская грабен-синклиналь в зоне Чарышско-Теректинского разлома, Бельгебашская и Курайская грабен-синклинали в зоне Курайского разлома. Особенно яркими структурами этого типа являются узкие линейно вытянутые грабены, выполненные отложениями среднего и верхнего карбона. Они отмечают всю зону глубинного Курайского разлома, протягивающуюся от верховьев р. Пыжи через район оз. Сарулу-Куль и Курайскую котловину до восточного окончания Чуйской котловины. Тенденция к прогибанию пришовных грабенов сохраняется длительное время и в платформенный этап развития региона. Они являются теми унаследованными и мобильными зонами, вдоль которых в кайнозойское время происходит заложение молодых структур — межгорных впадин.

Шапшальский глубинный разлом расположен в пределах Западно-Саянской зоны, он ограничивает с востока Чулышманский антиклинорий. Разлом протягивается вдоль подножия Шапшальского хребта от верховьев р. Каргы на северо-запад к верховьям р. Чульчи почти на 250 км. По обе стороны от разлома отложения нижнего палеозоя представлены разными фациями. Сама зона разлома выражена серией субпараллельных нарушений, вблизи которых осадочные и интрузивные породы рассланцованы, милонитизированы, гидротермально изменены.

К Шапшальскому глубинному разлому, так же как и к Курайско-Телецкому, приурочена цепь вытянутых вдоль него пришовных структур. Эти узкие грабены, выполненные грубообломочными угленосными отложениями карбона и юры, развиты вдоль разлома на всем его протяжении. Они отмечены в Сайгонышской котловине, в верховьях рек Бошкон-Сайгоныш, по северо-восточному борту Джулукульской впадины. Развитие пришовных структур указывает на то, что зона Шапшальского разлома продолжала оставаться мобильной на протяжении всей геологической истории до кайнозоя включительно, когда вдоль нее была заложена цепь межгорных впадин.

Среди региональных разломов наибольшим распространением и древностью заложения отличаются разломы северо-западного направления, совпадающего с простиранием структур. Они располагаются главным образом на сопряжении складчатых структур. По мнению В. П. Нехорошева (1958), «разломы северо-западного простираения образовались ранее разломов, близких к меридиональным, северо-восточным и близким к широтным. Широтные разломы наиболее молодые» (стр. 219).

Связь орографии и новейших морфоструктур с до-кайнозойской структурой. Как указывают И. И. Белостоцкий и другие (1959), Алтае-Саянская область является виргирующей складчатой системой. «Из Монгольского Алтая в пределы Алтае-Саянской области входит широкий, но сильно сжатый линейный пучок складок и разломов, который примерно на границе между Тувой и Горным Алтаем начинает разветвляться, виргировать в разные стороны. При этом образуется своеобразный веер складчатости. Характерно, что при

виргации образуются складчатые дуги» (стр. 21). Территория Юго-Восточного Алтая находится в западной части этой виргирующей системы, в ее пределах простираются складчатые и разрывные структуры меняются от широтного на северо-западное.

Докайнозойская структура территории находит яркое отражение в ее орографии, которая в общем наследует ее план. На Юго-Восточном Алтае выделяются системы вытянутых горных хребтов и расположенных между ними межгорных впадин. Эти хребты на крайнем востоке Алтая и в Западной Монголии имеют субширотное простираие, а к западу расходятся дугами, меняя свое простираие на северо-западное. Такой дугообразный изгиб наиболее характерен для горных хребтов северной половины территории, что особенно выражено в системе хребтов Цаган-Шибету — Шапшал. Более полого изгибается в плане дуга, состоящая из Курайского, Айгулакского и Сумультинского хребтов. Южные системы хребтов лишь несколько меняют свое простираие, протягиваясь в субширотном направлении, как это видно в системах хребтов Сайлюгем — Южно-Чуйский и Северо-Чуйский — Катунский и в хр. Южный Алтай. Осевые части хребтов поднимаются до 3000—3500 м, а хребты Чуйский и Южный Алтай — свыше 4000 м.

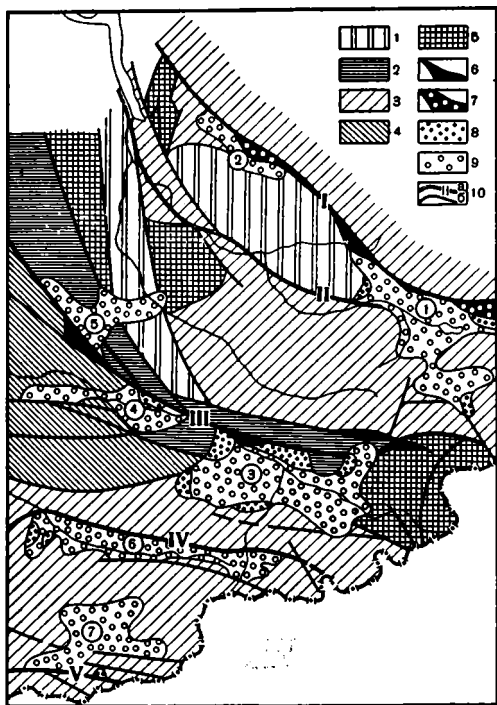
Между хребтами расположены цепочками межгорные впадины, вытянутые в соответствии с простираием основных систем горных хребтов. Самая северо-восточная цепь котловин начинается в Монголии. Она занимает Урюкнурскую котловину, переходит далее к северо-западу в тектоническое понижение долины р. Каргы, а затем в Джулукульскую котловину. Последняя расположена у подножия Шапшальского хребта и переходит к северо-западу в неширокую тектоническую депрессию между Шапшальским хребтом и Чулышманским плоскогорьем, а еще далее к северо-западу в Сайгонышскую котловину. Вторая цепь котловин является наиболее крупной в Юго-Восточном Алтае. В нее входит Чуйская котловина, соединяющаяся узким тектоническим грабеном с Курайской; затем к северо-западу в этой же цепи находится Сарулукульская котловина, вытянутая вдоль подножия Айгулакского хребта, и ряд узких грабенов в верховьях р. Кадрин. Несколько особняком расположена изометричная Улаганская котловина, почти сливающаяся с Сарулукульской, но имеющая другую ориентировку.

В южной части территории межгорные впадины, разделяющие хребты, выражены менее четко. Тектоническое понижение, занятое долиной р. Джасатер, протягивается между Южно-Чуйским хребтом и плато Укок, а на западе сливается с Самахинской котловиной. Самая южная цепь Бухтармино-нарынских впадин ориентирована субширотно, протягивается вдоль подножия хребтов Нарымского и Южный Алтай и оканчивается на нашей территории Бертекской впадиной.

Орографические особенности распределения горных хребтов и межгорных впадин Юго-Восточного Алтая четко связаны с тектоническим строением докайнозойского основания. Как показано выше, тектоническая основа Юго-Восточного Алтая сформировалась в результате длительного и сложного периода геосинклинального и постгеосинклинального развития территории. Она представляет собой систему разновозрастных структур, дугообразно протягивающихся с юго-востока на северо-запад в северной половине территории и субширотно ориентированных в южной. Эти складчато-глыбовые структуры отделены друг от друга разломами регионального и глубинного типа, которые на протяжении всей геологической истории являлись наиболее мобильными участками земной коры. После завершения геосинклинального развития, когда территория Юго-Восточного Алтая уже представляла собой молодую эпипалеозойскую платформу, эти зоны разломов продолжали оставаться весьма подвижными. В верхнем палеозое и мезозое вдоль

некоторых из них формируются узкие приразломные прогибы, представляющие собой цепи грабенов, четко фиксирующих зоны Шапшальского и Курайского глубинных разломов.

Связь кайнозойских депрессионных структур Алтае-Саянской области с глубинными разломами и приразломными верхнепалеозойскими и мезозойскими структурами подчеркивалась еще В. А. Кузнецовым (1952),



Фиг. 62. Схема тектонического соотношения кайнозойских впадин и докайнозойских структур Юго-Восточного Алтая.

Докайнозойские структуры основания: 1 — выступы предполагаемого докембрия; 2 — складчато-глыбовая зона салаирского возраста; 3 — складчатая зона каледонского возраста; 4 — складчатая зона позднекаледонского возраста; 5 — наложенные варисские прогибы. Приразломные (пришовные) структуры: 6 — грабены верхнепалеозойские; 7 — грабены мезозойские; 8 — районы распространения третичных отложений; 9 — районы распространения четвертичных отложений. Кайнозойские впадины (цифры на схеме в кружках): 1 — Джулукульская; 2 — Сайгоньшская; 3 — Чуйская; 4 — Курайская; 5 — Улаганская-Сарулукульская; 6 — Самахинско-Джасатерская; 7 — Бертекская. Зоны разломов: (10а — региональные, 10б — местные): I — Шапшальская; II — Чулышманская; III — Курайская; IV — Чарышко-Теректинская (Бошелак-Южночуйская); V — Южно-Алтайская

указавшим, что не только крупные впадины, но и «часть мелких тектонических депрессий кайнозойского времени, являющихся межгорными котловинами среди горных поднятий Алтая, Западного Саяна и Танну-Ола, существовали в виде котловин в мезозое и даже во второй половине палеозоя. Очевидно, в этом проявляется унаследованность тенденций структур к движениям того или иного знака» (стр. 33). Схема соотношения палеозойских структур и межгорных впадин Юго-Восточного Алтая показана на фиг. 62.

С зоной Шапшальского глубинного разлома совпадает Джулукульско-Сайгоньшская цепь котловин и мелких тектонических депрессий, выполненных кайнозойскими отложениями. Мощность последних в Джулукульской котловине составляет не менее 250—300 м. Осевая часть Шапшальского хребта, ограниченная резким тектоническим уступом, совпадает с краем Западно-Саянского синклинория. Далее к северо-западу общее простираание Чулышманского хребта и массивов Чулышманского плоскогорья отвечает основному направлению структур Чулышманского антиклинория, причем, отдельные орографически выраженные горные массивы (Верхне-Чулышманский, Кийты, Куркуре-Бажи) совпадают обычно с крупными телами гранитных батолитов.

Долина р. Чулышман и впадина Телецкого озера находится на простираании зоны разломов, разделяющих Чульчинский горст и Курайско-Телецкий горст-антиклинорий. К западу от Чулышманской тектонической зоны в

пределах Телецко-Курайского горст-антиклинория и Башкаусского синклинория орографическая ориентировка хребтов более сложная, однако и здесь можно видеть их совпадение с рядом более мелких структурных

форм докайнозойского основания. Улаганская мульда, выполненная девонскими отложениями, частично выражена в виде Улаганской котловины, юго-восточный борт которой по разломам отграничивается от Оройского поднятия.

Катунский антиклинорий, ограниченный в северо-западной части двумя ветвями Курайско-Телецкого глубинного разлома, также находит отражение в рельефе в виде горных хребтов, ориентированных согласно основному простиранию его структур. К северо-востоку от зоны основного разлома вдоль него вытянуты водораздельные хребты — Курайский, Айгулакский, Айлагушский. С основным направлением более мелких структур в пределах антиклинория совпадает простирание Самультинского хребта, массивов Кызыларт и Тонгош.

Большая роль в формировании кайнозойских структур принадлежит Курайско-Телецкому глубинному разлому, отдаляющему Катунский антиклинорий от Ануйско-Чуйского синклинория. Этот глубинный разлом являлся контролирующей структурой в течение всего допалеозойского и палеозойского геосинклинального этапа развития территории. В верхнем палеозое (средний и верхний карбон) при окончательной стабилизации эпигерцинских структур вдоль него были заложены приразломные грабены. Они протягиваются от восточной окраины Чуйской котловины на северо-запад вдоль подножия Курайского и Айгулакского хребтов, уходя на север в верховье р. Пыжи. В палеогене вдоль зоны Курайского разлома начинают закладываться кайнозойские депрессионные структуры, образующие Чуйско-Курайскую цепь котловин. Мощности кайнозойских отложений здесь весьма значительны, достигая в Чуйской котловине около 1000 м, а в Курайской — около 350 м.

Таким образом, тенденция к образованию прогибов вдоль зон глубинных разломов, наметившаяся еще в верхнем палеозое и мезозое, особенно ярко проявляется в кайнозойское время. Заложение орографически выраженных межгорных котловин определяется унаследованностью докайнозойского тектонического развития. Причем, имеет место как унаследованность тектонического плана, так и унаследованность направленности движения, что четко видно в Джулукульско-Сайгонышской и Чуйско-Курайской цепях межгорных впадин.

Однако, рассматривая соотношение орографических и тектонических структур при движении с северо-востока на юго-запад, мы видим, что, начиная с Чуйско-Курайской тектонической зоны, кроме северо-западного простирания палеозойских структур, возникает новый, субширотный план ориентировки кайнозойских структур, имеющих орографическое выражение. Так, субширотное простирание Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов резко несогласно с северо-западной (местами и субмеридиональной) ориентировкой структур Ануйско-Чуйского мегасинклинория. Происходит наложение нового, структурного плана дислокаций на более древний. В местах их совпадения (восточная широтная часть Курайско-Телецкого разлома) кайнозойские дислокации достигают максимальных величин, что хорошо видно вдоль южного борта Курайского хребта. Новейшие тектонические движения проявляются здесь наиболее ярко, амплитуды вертикальных перемещений вдоль зоны сопряжения хребта и Чуйской впадины достигают 2,5—3 км, на близких расстояниях меняются фации кайнозойских отложений, среди которых большое место принадлежит грубообломочным «орогеническим» фациям зоплейстоцена. Приуроченность последних к широтному участку Курайского разлома достаточно четко указывает на время основной перестройки структурно-тектонического плана от северо-западного на субширотное направление.

К западу от Курайской котловины Курайско-Телецкий разлом, разветвляясь на две части, отходит к северо-западу. Он выражен в рельефе

в виде тектонического уступа Айгулакского хребта, высота которого (и амплитуда новейших перемещений по разлому) постепенно уменьшается к северо-западу.

Вдоль северного склона Северо-Чуйского хребта прослеживается другая ветвь молодых тектонических нарушений субширотного направления, несогласно секущих складчатые структуры Ануйско-Чуйского мегасинклинория. Эти нарушения выражены в виде денудационно-тектонических уступов, обрамляющих Курайскую котловину с юга и протягивающихся дальше к западу. Вдоль их подножия вытянуто Ештык-Кольское понижение, занятое ледниковыми отложениями, которое является орографическим продолжением Курайской котловины. Оно оформилось, видимо, только в эоплейстоцене.

Таким образом, на примере района Курайской и Чуйской котловин и южных склонов Курайского хребта видна намечающаяся перестройка структурного плана — от северо-западного (палеозойского) к субширотному (кайнозойскому).

Такое несоответствие древних и молодых структур для Алтая в целом было отмечено впервые В. П. Нехорошевым, подчеркнувшим, что широтное направление разломов резко несогласно с наиболее характерным для палеозойских структур северо-западным направлением. Однако это положение, по-видимому, в наибольшей степени применимо к Центральному и Южному Алтаю. В Юго-Восточном Алтае, как показано выше, наблюдается достаточно сложное сочетание новейших деформаций, частично совпадающих с основным северо-западным простираем палеозойских структур и разломов, а частью образующих новое, резкое несогласное с ним, широтное направление кайнозойских структур.

В южной части территории Юго-Восточного Алтая господствует субширотный план основных палеозойских структур. Ануйско-Чуйский мегасинклинорий отделяется от Холзунско-Чуйского мегантиклинория зоной глубинного Чарышко-Теректинского разлома. Последний находит отражение в рельефе, совпадая с тектонической долиной р. Карагем, разделяющей Северо-Чуйский и Южно-Чуйский хребты. Далее к востоку этот разлом ограничивает южный борт Чуйской котловины, скрываясь под выполняющими ее кайнозойскими отложениями. Простираем крупных структурных элементов в пределах Холзунско-Чуйского мегантиклинория частично отражено в орографии этой территории. Большую роль играют здесь зоны тектонических нарушений регионального типа, проходящие внутри него и, в отличие от Курайской и Чулышманской зон, не имеющие верхнепалеозойских и мезозойских приразломных грабен. Один из таких разломов — Джасатерский — отделяет Южно-Чуйский хребет от плато Укок. С ним совпадает кайнозойское тектоническое понижение долины р. Джасатер, протягивающееся вдоль южного подножия хребта и выполненное ледниковыми отложениями. К западу эта узкая тектоническая ложбина сочленяется с Самахинской впадиной, где мощность неогеновых и четвертичных осадков достигает 150 м.

Другая крупная зона региональных тектонических нарушений проходит вдоль северного подножия хр. Южный Алтай. Она продолжается к западу вдоль верховьев р. Бухтармы и долины р. Нарым. Эта тектоническая зона ориентирована широтно и резко несогласна с северо-западным простираем палеозойских структур. Вдоль нее в верховьях р. Бухтармы и по долине р. Нарым протягивается цепь котловин, занятых неогеновыми и четвертичными отложениями. Таковы Нарымская, Чингистайская котловины, расположенные к западу от изученного района, и Бертекская котловина, находящаяся в нашем районе на восточном окончании всей этой цепи. Она занята ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями, под которыми, по всей вероятности, залегают

и третичные осадки, о чем свидетельствует находка бурого угля в морене на перевале Канас (Нехорошев, 1932).

Таким образом, распределение основных орографических элементов территории — горных хребтов и массивов, соответствующих областям новейших поднятий, и межгорных котловин, приуроченных к областям относительных опусканий, отражает основные черты докайнозойского тектонического строения территории. В развитии новейших структур очень большую роль играют зоны глубинных и региональных разломов, бывших наиболее мобильными тектоническими швами в течение всей геологической истории развития Алтая. Среди них имеются зоны разломов двух типов. Первые разделяют крупные структуры докайнозойского основания и фиксируются «пришовными» верхнепалеозойскими и мезозойскими грабенами. К этим тектоническим зонам приурочены межгорные впадины с наиболее полными разрезами и максимальными мощностями кайнозойских отложений. Подобные структуры типа Джулуккульско-Сайгонышской и Чуйско-Курайской цепи котловин наиболее полно отражают унаследованность плана и знака движения. Второй тип региональных разломов имеет субширотное простирание. Эти разломы заложены в более позднее время и являются несогласными по отношению к элементам докайнозойского основания. К ним тоже приурочены кайнозойские впадины, обладающие, однако, неполным разрезом и сокращенными мощностями рыхлых отложений. К таким структурам относятся зоны котловин Джасатерско-Самахинская и Южно-Алтайская, которые в отличие от первых, унаследованных, являются наложенными на палеозойское складчатое основание. Местами наблюдается сложное сочетание структурных элементов разного направления — северо-западных (докайнозойских) и субширотных (кайнозойских). Максимальные движения новейшего времени происходили на участках совпадения разрывных структур разных планов, что хорошо видно на примере северного борта Чуйской впадины.

Соотношение древних и молодых структур указывает на значительный «консерватизм» и последовательно-унаследованное развитие крупных тектонических элементов Юго-Восточного Алтая. Как отмечает Н. И. Николаев (1961), молодые структуры областей горообразования «унаследуют свои черты от структур предшествовавших тектонических этапов, что выражается в сходстве регионального плана новейших структур с древними, в унаследовании и оживлении древних разломов, часто выраженных в современном рельефе» (стр. 302).

Глава V

МОРФОЛОГИЯ НОВЕЙШИХ СТРУКТУР

По характеру проявления новейших движений, по их интенсивности и направленности новейшие структурные формы можно разделить на два типа: структуры поднятий и структуры относительных опусканий. Эти структуры развиваются на фоне общего регионального поднятия всей области горообразования Южной Сибири. Такие области называются по-разному: «подвижными поясами земной коры» и «орогеническими зонами». Согласно Н. И. Николаеву (1961), Алтае-Саянский регион относится к области интенсивного горообразования, развивающегося на месте эпигерцинской платформы и характеризующегося сводово-глыбовым типом морфоструктур. По своим масштабам и морфологии на Юго-Восточном Алтае выделяются морфоструктуры нескольких порядков.

Структуры первого порядка обычно совпадают с крупными орографическими элементами — горными хребтами и разделяющими их межгорными впадинами. Области поднятий имеют ширину 50—75 км, длину до 250—300 км и относительное поднятие 3,0—4,0 км. Области прогибания имеют ширину 20—50 км, длину 30—80 км и относительное прогибание 0,5—1,0 км.

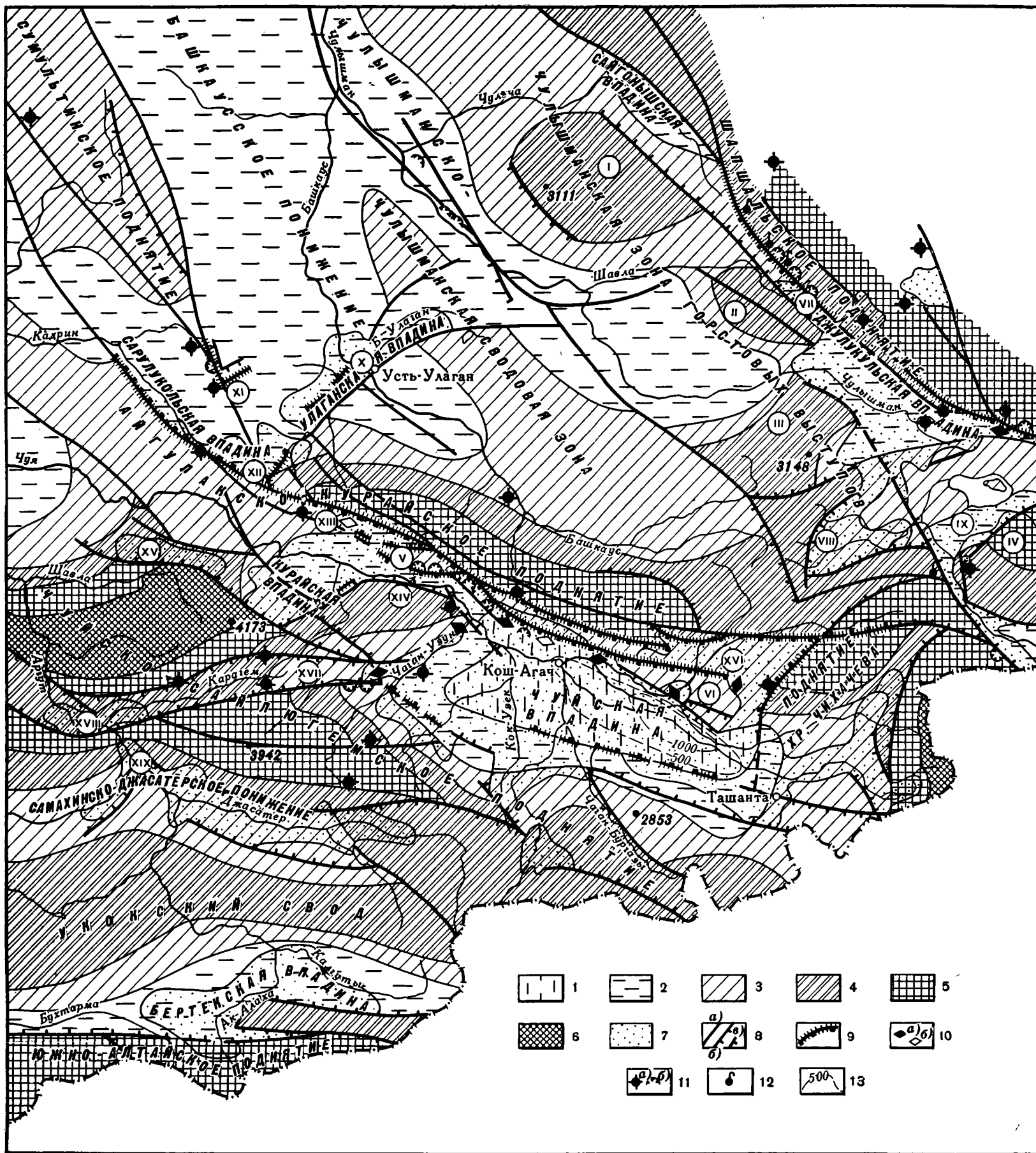
Структуры второго порядка развиваются на крупных морфоструктурах, осложняя их, что особенно характерно для сопряжения морфоструктур с разным знаком движения. Это главным образом разнообразные приразломные структуры, связанные с дроблением палеозойского основания и перемещением отдельных блоков по разломам. Они достигают длины и ширины до нескольких километров, амплитуда их вертикального движения оценивается в 0,5—1,0 км.

Морфоструктуры первого и второго порядка являются структурами жесткого палеозойского основания.

В межгорных впадинах неогеновые, эоплейстоценовые и, частично, плейстоценовые отложения дислоцированы — смяты в складки и разорваны разломами. Эти структуры рыхлого кайнозойского покрова относятся нами к структурам третьего порядка. Ниже приводится краткое описание новейших морфоструктур в порядке их расположения на схеме новейшей тектоники Юго-Восточного Алтая (фиг. 63) с северо-востока на юго-запад¹.

Шапшальское поднятие совпадает с палеозойской структурой Западно-Саянского синклинория. Оно выражено в виде системы хребтов Шапшальского и Цаган-Шибету и протягивается в северо-

¹ В тексте в скобках указаны номера структур на схемах новейшей тектоники (фиг. 63 и 64).



Фиг. 63. Схема новейшей тектоники Юго-Восточного Алтая.

Амплитуды поднятия донеогеновой поверхности выравнивания за неоген четвертичное время: 1 — до 1000 м; 2 — 1000—1500 м; 3 — 1500—2000 м; 4 — 2000—2500 м; 5 — 2500—3000 м; 6 — свыше 3000 м. Структуры: 7 — межгорные впадины со значительными мощностями кайнозойских отложений; 8 — разломы, обновленные в неоген-четвертичное время (а), сбросы и взбросы, четко выраженные на поверхности (б) и прослеживающиеся под кайнозойскими отложениями (в); 9 — разломы с проявлением движений в плейстоцене; 10 — антиклинальные (а) и синклинали (б) складки в палеогеновых и неогеновых отложениях; 11 — эпицентры землетрясений (а) и цирки сейсмо-тектонических обвалов и оползней (б); 12 — минерализованные источники; 13 — изолинии мощностей кайнозойских отложений

Неотектонически[e] структуры второго порядка (названия неоструктур первого порядка приведены на схеме). Поднятия: I — Куркюре-Бажи; II — Кийты; III — Верхне-чулышманское; IV — Мунгун-Тайга; V — Карбоновый горст; VI — Табошак. Опускания: VII — Сайгоньшский грабен; VIII — Ак-Кульская впадина; IX — Бельдыр-Шольская впадина; X — грабен Кубадру (в пределах Улаганской впадины); XI — грабен Ош-Коль; XII — грабен Чейбек-Коль; XIII — грабен Акташ; XIV — грабен долины Чуи; XV — Ештык-Кольская впадина; XVI — Бугузунская впадина; XVII — грабен долин Чаган-Узуна и Карагема; XVIII — Аргутская впадина; XIX — Самахинская впадина

восточном направлении. Длина этой структуры около 350 км, ширина до 75—100 км. Максимальные области поднятия, фиксируемые останками донеогеновой поверхности выравнивания, отмечаются в ее юго-восточной части, где амплитуда неоген-четвертичных поднятий достигает 3000 м. В общем плане Шапшальское поднятие морфологически представляет собой крупный сложно построенный свод, юго-западное крыло которого резко оборвано к Джулукульской впадине прямолинейными сбросами вдоль зоны Шапшальского глубинного разлома. Осевая часть свода на юге совпадает с орографическим водоразделом Шапшальского хребта, на севере несколько отходит к востоку и, постепенно снижаясь, принимает субмеридиональное направление.

К востоку от оси свода крыло структуры, отмеченное остатками поверхности выравнивания, постепенно понижается в сторону Хемчикской котловины. Центральная часть свода осложнена отдельными горстовыми выступами, с которыми совпадают хребты Скалистый и Перевальный.

Юго-западная часть структуры очень резко оборвана сбросами, отделяющими Шапшальское поднятие от цепи Джулукульско-Сайгонышских впадин. На отдельных участках сопряжение депрессионной и поднимающейся структур выражено несколькими (до трех) сбросовыми ступенями. Это особенно хорошо видно на левобережье р. Каргы, где имеются уступы с относительным превышением каждого до 500 м, и на правобережье р. Сайгоныш, где отмечаются три разновысотных уступа. Амплитуда перемещения по Шапшальскому разлому оценивается в 1000—1500 м для юго-восточной и до 500 м для его северо-западной части. Это определяется из анализа положения остатков поверхности выравнивания в осевых частях Шапшальского поднятия и в центральных частях Джулукульской и Сайгонышской впадин. Основное время перемещения по разлому относится к эоплейстоцену, когда вдоль тектонических склонов хребта формировались грубые пролювиальные отложения большой мощности. Подвижки вдоль подножия Шапшала с амплитудой в 200—300 м отмечаются также и в плейстоцене, что будет описано ниже.

Зона прогибания Джулукульско-Сайгонышских впадин расположена между Шапшальским поднятием и Чулышманской зоной горстовых выступов. В палеозойских структурах она совпадает с тектонически мобильной зоной Шапшальского глубинного разлома, вдоль которого расположен ряд пришовных верхнепалеозойских и мезозойских грабенов. Зона прогибания представляет собой цепочку депрессионных структур, наиболее крупной из которых является Джулукульская впадина, достигающая около 70 км длины и до 30 км ширины. С северо-запада ее границей служит прямолинейный тектонический склон Шапшальского хребта, с запада и юга — небольшие тектонические уступы Верхне-Чулышманского (III) и Мунгун-Тайгинского (IV) массивов.

Джулукульская впадина резко асимметрична и разнородна по своей морфологии. Наиболее прогнутая ее часть вытянута вдоль подножия Шапшала и выполнена неоген-четвертичными отложениями. Их мощность достигает здесь, видимо, не менее 250—300 м. К югу и юго-западу глубина впадины постепенно уменьшается и поверхность ее коренного дна выходит из-под рыхлых отложений. Ее высота на водоразделе озер Джулукуль и Хиндиктиг-Холь составляет около 2300 м. В южной части Джулукульской структуры расположены небольшие Аккульская (VIII) и Бельдыршольская (IX) впадины, южными границами которых являются тектонические склоны хр. Чихачева и массива Мунгун-Тайга. Эти структуры не глубоки, выполнены эоплейстоценовыми и плейстоценовыми осадками до 50 м мощностью. Вполне вероятно наличие в них и неогеновых осадков небольшой мощности.

К юго-востоку Джулукульская впадина сужается и переходит в узкое тектоническое понижение — грабен долины р. Каргы, открывающейся к востоку, в сторону Монголии (вне исследуемого района), в Ачитнурскую котловину. Северо-западным продолжением Джулукульской впадины является Сайгонышский грабен (VII), образованный параллельными сбросовыми уступами хребтов Шапшала и Плоского. Его ширина не более 3 км, глубина относительно поверхности хр. Плоского до 0,6 км. Грабен выполнен плейстоценовыми отложениями и в настоящее время используется долиной р. Сайгоныш. Грабен является связующей депрессионной структурой между Джулукульской и Сайгонышской впадинами. Последняя, так же как и Джулукульская, является асимметричной, хотя и более мелкой впадиной. Она выполнена плейстоценовыми (до 100 м) и, возможно, эоплейстоценовыми отложениями.

Чулышманская зона горстовых выступов совпадает с докембрийским Чульчинским горстом. В орографическом отношении эта структура поднятия соответствует Чулышманскому плоскогорью, которое представляет собой ряд отдельных горных массивов, отделенных друг от друга долинами рек Шавлы, Чульчи, Чулышман, Багояш. Эти горные массивы в неотектоническом отношении представляют собой горстовые выступы, ограниченные разломами северо-западного простирания. Общая амплитуда поднятия их центральных частей достигает 2000—2500 м. Относительные перемещения по разломам менее значительны — до 1000 м. Иногда отмечаются наклоны (до 5—10°) поверхностей выравнивания в обе стороны от общей оси поднятия, что наблюдается в массивах Кийты (II) и Верхне-Чулышманском (III).

Чулышманско-Башкаусское понижение представляет собой очень пологий прогиб поверхности выравнивания между Чулышманской зоной горстовых выступов и Айгулакско-Курайским поднятием. На севере в прителецкой части ширина структуры достигает 60 км, к югу она разделяется сравнительно узкой Чулышманской сводовой зоной на два «залива». Эти понижения древней поверхности очень пологие, на крыльях структуры углы наклона достигают 5—7°, относительное прогибание ее центральных частей составляет около 500 м. Чулышманская часть понижения осложнена серией вытянутых вдоль долины реки палеозойских разломов, новейшие движения по которым дали сложное сочетание мелких горстовых выступов и грабенов. К северу эти разломы продолжают во впадине Телецкого озера, обрамляя ее. С движениями по ним связано заложение в эоплейстоцене Телецкого грабена, происхождение которого до настоящего времени вызывает споры.

Чулышманская сводовая зона орографически совпадает с водоразделом рек Чулышман и Башкаус. Крылья этого сводового поднятия от его оси очень полого (5—10°) понижаются на запад и восток. К юго-востоку Чулышманская сводовая зона сливается с восточной частью Курайского поднятия, к северо-западу она постепенно понижается, теряя относительное превышение над Чулышманско-Башкаусским понижением. Относительное превышение сводовой зоны в осевой части достигает 500—700 м. Эта структура представляет собой в наиболее чистом виде сохранившийся свод, не нарушенный по краям сбросами и не превращенный в горстовую структуру. Однако почти посередине он разорван поперечными разломами, ограничивающими Улаганскую впадину.

Улаганская впадина представляет собой депрессионную структуру, в отличие от ранее описанных, не совпадающую с общим северо-западным простиранием новейших структур. Ее южный борт четко ограничен северо-восточными разломами, проходящими по краю Улаганской мульды, выполненной в значительной части девонскими отложениями. Таким образом, здесь имеет место прямая унаследованность струк-

турного плана. К северу Улаганская впадина постепенно сливается с Чулышманско-Башкауским понижением. Наиболее прогнутая часть структуры примыкает к обрамляющим ее с юга разломам. Здесь широко развиты эоплейстоценовые и особенно плейстоценовые отложения, занимающие предгорье Курайского хребта и массива Кабак-Тайга, распространяясь по долинам рек Кубадру, Б. Улаган и М. Улаган. Эоплейстоценовые отложения выполняют узкий грабен в низовьях р. Кубадру (X), совпадающий с разломами, ограничивающими с юга Улаганскую впадину. Глубина грабена 100—150 м, ширина 0,5—1,0 км. Он был описан ранее Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1961) и Е. В. Деяткиным (1962). Наиболее молодые подвижки по нему фиксируются в верхнеплейстоценовое время. Общая амплитуда перемещения по разлому, ограничивающему с юга Улаганскую впадину, за неоген-четвертичное время оценивается в 500—1000 м. Улаганская впадина на юго-западе сливается с Сарулукульской впадиной, которая описана ниже.

Айгулакско-Курайское поднятие представляет собой наиболее крупную, четко выраженную и лучше изученную морфоструктуру Юго-Восточного Алтая. Она имеет длину около 300 км, ширину до 35—50 км. В орографическом отношении поднятию соответствуют Айгулакский и Курайский хребты. Довольно сложное соотношение наблюдается у этой новейшей структуры со структурными элементами докайнозойского основания. Хотя общее северо-западное направление древних и молодых структур сохраняется, однако ось Айгулакско-Курайского поднятия изгибается в плане с востока на северо-запад более полого, чем это происходит в палеозойских структурах. Чувствуется большая субширотная ориентация новейшего структурного плана.

Айгулакско-Курайское поднятие является неоднородной структурой, состоящей из разных элементов докайнозойского основания. Западная часть поднятия — Айгулакский хребет — совпадает с краем Ануйско-Чуйского мегасинклинория, захватывая частично и Катунский антиклинорий. От Сарулукульской впадины на северо-востоке эта структура отделена резким сбросовым уступом высотой до 1000 м, совпадающим с Курайским разломом. Эта часть поднятия имеет асимметричную форму: от приподнятой восточной приразломной осевой части на юго-запад наблюдается пологое понижение, фиксируемое наклоном поверхности выравнивания.

Восточная часть поднятия — Курайский хребет — в своей осевой части на участке от долины р. Чибитки до р. Туерык в Чуйской котловине совпадает с окончанием Катунского антиклинория. Далее к востоку в осевой части Курайского поднятия выходят девонские отложения, слагающие узкие, широтно ориентированные структуры. Эта часть Айгулакско-Курайского поднятия представляет собой асимметричный свод, полого погружающийся к северу и очень резко оборванный сбросом по южному склону хребта в сторону Чуйской и Курайской впадин. Амплитуда поднятия центральной части структуры за неоген-четвертичное время составляет 2500—3000 м. Амплитуда перемещения непосредственно по Курайскому разлому на границе с Чуйской впадиной составляет около 2000 м, причем большая часть этой величины приходится на эоплейстоценовое время.

Южный борт Курайского поднятия представляет собой сложную серию сбросовых уступов, погружающихся в сторону Чуйско-Курайской цепи впадин. Относительное превышение между уступами составляет от 300 до 500 м. На некотором удалении от основного тектонического борта хребта расположены небольшие узкие горстовые выступы-блоки, типа структур «передовых хребтов»: в Курайской котловине это «карбонный горст», в Чуйской — возвышенность Бигдон. Эти горстовые структуры раздробленного палеозойского фундамента частично перекрыты

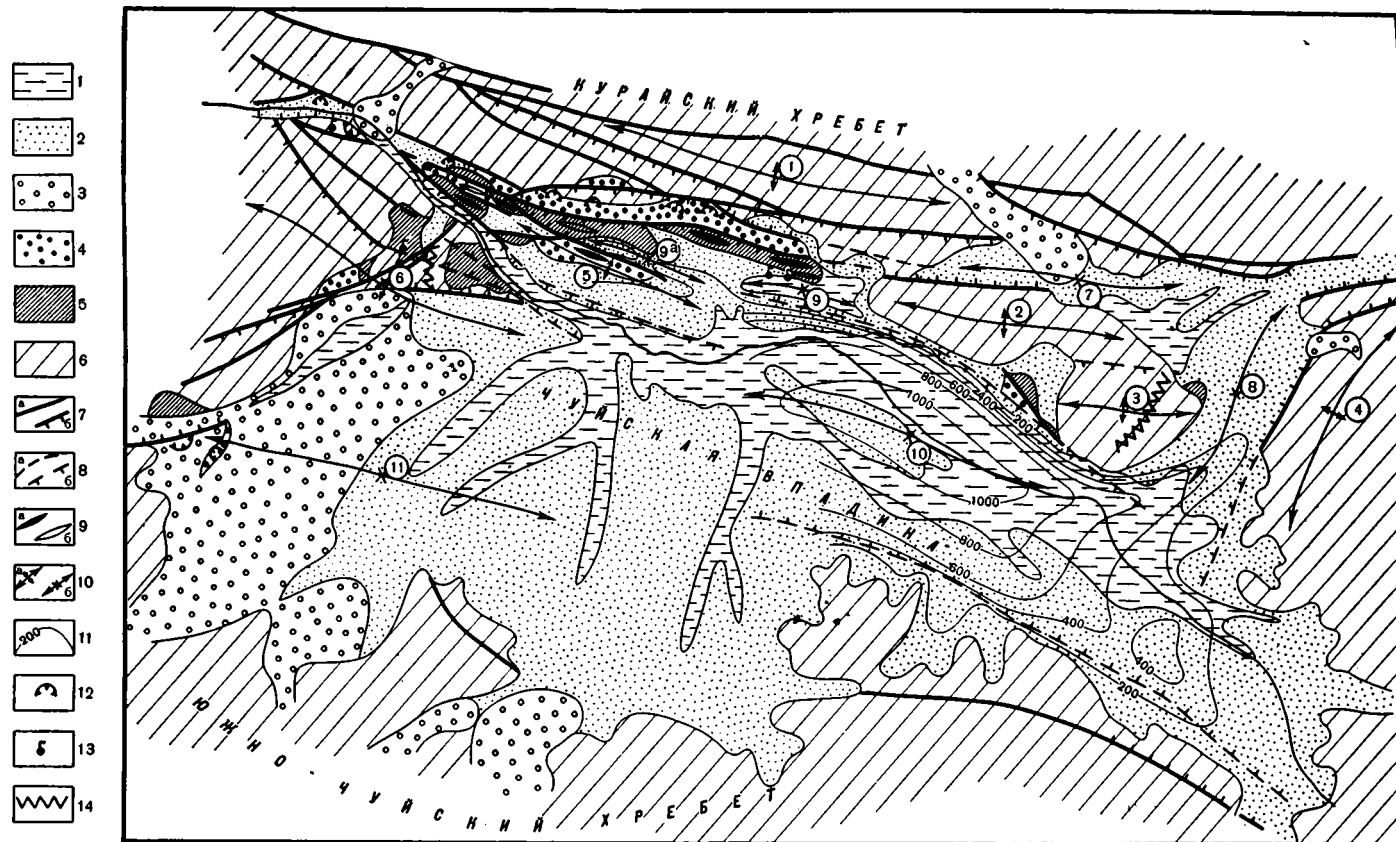
неогеновыми и четвертичными отложениями, которые в результате движения этих блоков смяты и разорваны разломами.

Характер самого Курайского разлома достаточно сложный. Он состоит из серии крупных субпараллельных и мелких оперяющих разрывных нарушений. Основная плоскость разлома не остается постоянной: в восточной части, на отрезке от р. Бугузун до Курайской котловины, она круто падает на юг и по ней происходят сбросовые перемещения. Однако местами (р. Кызыл-Шин) наблюдаются и надвиговые структуры, отмеченные Г. Ф. Лунтерсгаузенем и О. А. Раковец (1958) и Е. Н. Шукиной (1960). На западе плоскость разлома принимает сначала вертикальное положение, а в районе Акташа начинает падать на северо-восток, что видно вдоль борта Сарулукульской впадины. Такое изменение падения плоскости разлома вызывает образование молодых надвиговых структур в районе Акташа. Общий характер Курайского разлома может рассматриваться как двухсторонний шарнирный сброс. Наличие надвигов по нему, приуроченных к осевым шарнирным частям перегиба плоскости разлома, свидетельствует о возникавших горизонтальных напряжениях и движениях от Курайского хребта в сторону Чуйской и Курайской впадин, т. е. с северо-востока на юго-запад. Движения по Курайскому разлому происходили в течение всего неогенового и главным образом эоплейстоценового и плейстоценового времени. Современные движения отмечаются повышенной сейсмичностью всей зоны разлома.

Поднятие хребта Чихачева лежит на восточном продолжении Айгулакско-Курайского поднятия и орографически выражено массивом Талду-Аир и хр. Чихачева. В структурном отношении оно совпадает с Юстыдской мульдой, заложенной в герцинское время, и представляет, таким образом, инверсионную структуру. С севера структура поднятия ограничена продолжением Курайского разлома, который заворачивает к юго-востоку и смыкается с Могун-Буреньским разломом. На западе вдоль подножия массива Талду-Аир проходит разлом, отделяющий крутой борт поднятия от Чуйской впадины. В общем плане эта морфоструктура имеет изометричную форму. Максимальные амплитуды неоген-четвертичных поднятий, достигающие 3000—3500 м, приурочены к ее северной и восточной частям. В массиве Талду-Аир наибольшие высоты поднятия совпадают с приразломными взбросовыми частями структуры: на юг и юго-восток происходит пологое (до 10°) понижение донеогеновой поверхности выравнивания. Амплитуда перемещения по разлому, ограничивающему структуру поднятия хр. Чихачева от Чуйской впадины, достигает 1500—2000 м. На юге разлом прослеживается под покровом кайнозойских отложений, пересекая Чуйскую впадину. Он четко отмечается электрозондированием в виде резкого прямолинейного уступа палеозойских пород основания.

Зона прогибания Чуйско-Курайских впадин является самой крупной и лучше изученной депрессионной структурой Юго-Восточного Алтая. Она разделяет Айгулакско-Курайское и Чуйско-Сайлюгемское поднятия. В структурном отношении эта цепь депрессий приурочена к зоне сочленения Катунского антиклинория и Ануйско-Чуйского синклинория. Ее заложение относится к концу палеогена, наибольшее прогибание падает на неоген, а окончательное оформление связано с эоплейстоценовым тектоническим этапом.

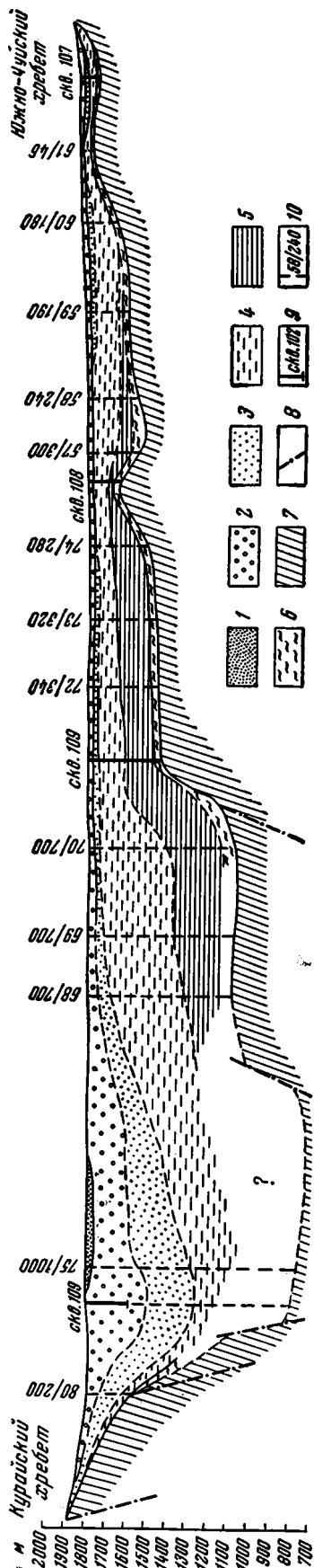
На востоке этой зоны расположена Чуйская впадина, примерно совпадающая с герцинской Чуйской синклинальной структурой. По северному борту впадины проходит Курайский разлом, ограничивающий ее от резко поднятой морфоструктуры Курайского хребта, южный борт примерно совпадает с Чарышско-Теректинским разломом. С запада Чуйская впадина ограничена серией разломов северо-восточного



Фиг. 64. Схема новейшей тектоники Чуйской межгорной впадины.

1 — голоценовые отложения; 2 — ниже- и верхнелейстоценовые пролювиальные, озерные и флювиогляциальные отложения; 3 — морены верхнелейстоценового оледенения; 4 — эоплейстоценовые аллювиально-пролювиальные отложения; 5 — палеогеновые и неогеновые озерные отложения; 6 — породы докайнозойского основания; 7 — обновленные линии тектонических нарушений: а — разломы, б — сбросы; 8 — разломы и сбросы, слабо выраженные (а), то же под кайнозойскими отложениями (б); 9 — оси антиклинальных (а) и синклиналиных (б) складок в кайнозойских отложениях; 10 — оси структур поднятий (а) и погружений (б) докайнозойского основания; 11 — изолинии мощностей кайнозойских отложений; 12 — сейсмо-тектонические оползневые цирки; 13 — минерализованные источники; 14 — антецедентные участки долин.

Структуры поднятий второго порядка: 1 — Курайское поднятие; 2 — Табошакский горст; 3 — Кызылчинское поднятие; 4 — Талдуайское поднятие; 5 — горстовый выступ Бигдон; 6 — Чаган-Узунское поднятие. Структуры погружений второго порядка: 7 — Кокуринский грабен; 8 — Бугузунский прогиб; 9, 9а — Предкурайские грабены; 10 — Центральночуйский прогиб; 11 — Южночуйский прогиб.



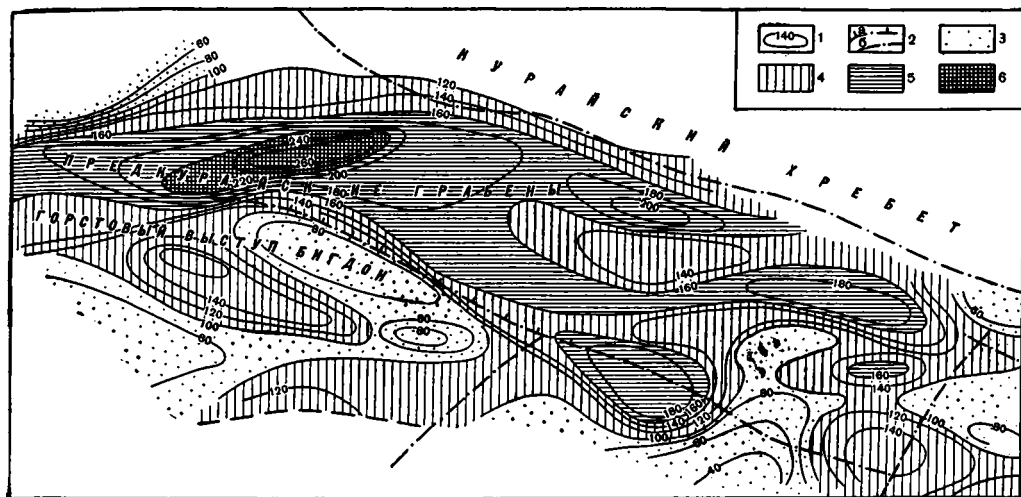
Фиг. 65. Геологический профиль через Чуйскую впадину от урочища Бураты до урочища Кок-Саир.

1 — голоценовые аллювиальные отложения; 2 — нижне- и верхнелейстоценовые флювиогляциальные галечники; 3 — эоплейстоценовые аллювиальные и озерные пески и галечники; 4 — озерные отложения туверакской свиты (N_1 -tr); 5 — озерно-аллювиальные отложения кошагачской свиты (N_1 , csch); 6 — породы караумской свиты (P_3 , ksch) и коры выветривания (elPg); 7 — палеозой; 8 — палеозой; 9 — скважины; 10 — точки ВЭЗ, в числителе — номер точки, в знаменателе — глубина залегания палеозойского основания

простирается, проходящая вдоль долины р. Чаган-Узун. Восточным ограничением впадины служит разлом, отделяющий от впадины поднятие хр. Чихачева.

Структура Чуйской впадины резко асимметрична (фиг. 64). Ее наиболее прогнутая часть в виде глубокого Центрально-Чуйского прогиба (10) вытянута вдоль подножия Курайского хребта. Глубина этой структуры второго порядка, выполненной палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными осадками в ее центральной части, по данным вертикального электротзондирования составляет около 1000 м. Наиболее широкая часть прогиба находится на меридиане колхоза им. Калинина (Теленгит-Сортогой) и составляет около 6 км, к западу и востоку он сужается и становится менее глубоким.

К югу глубины Чуйской впадины постепенно уменьшаются до 600—400 м. Вдоль ее южной окраины на отрезке от р. Чаган-Бургазы до р. Уландрык под покровом кайнозойских отложений по геофизическим данным прослеживается крутой перегиб коренного ложа впадины в виде прямолинейно вытянутого сбросового уступа (фиг. 65). Высота этого уступа увеличивается с востока на запад от 200 до 500 м. Скважины, пробуренные вблизи коренного борта впадины, вскрыли породы основания на глубине 120—125 м. Скважина, расположенная дальше к северу от сбросового уступа, в опущенной части структуры, не вышла из глин кошагачской свиты на глубине 303 м. Залегание неогеновых пород вблизи уступа является нарушенным, о чем говорит весьма крутое падение (до 70°) неогеновых глин по отношению к оси скважины. Приведенные геофизические и буровые материалы позволяют рассматривать этот прямолинейный уступ коренного фундамента как сброс, по которому подвижки происходили в посленеогеновое время.



Фиг. 66. Карта новейших структур и мощностей кайнозойских отложений северного борта Чуйской впадины (мощности нанесены по данным ВЭЗ, проведенных Б. Ф. Алексенко):

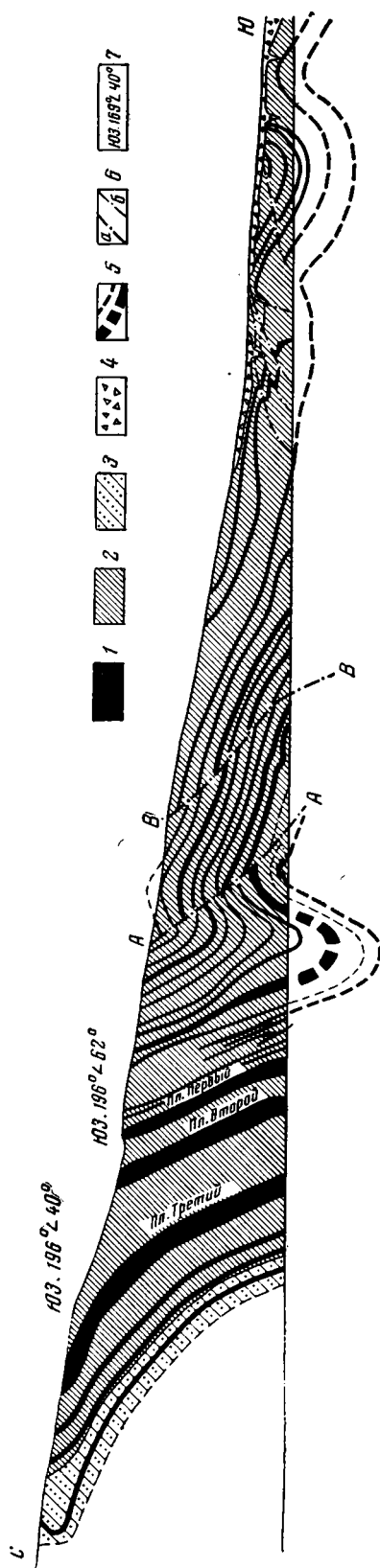
1 — изолинии мощностей; 2 — линия разломов: а — сбросы, б — разломы без смещения. Мощности кайнозойских отложений: 3 — до 100 м; 4 — 100—160 м; 5 — 160—220 м; 6 — более 220 м

Асимметрия Чуйской впадины выражена также в распределении фаций неогеновых и эоплейстоценовых отложений. Наибольшие мощности плейстоценовых флювиогляциальных галечников (215 м и скв. 109) также приурочены к северной приразломной части структуры.

Другой депрессионной структурой второго порядка является Южно-Чуйский прогиб днища Чуйской впадины в низовьях рек Чаган, Ирбисту и Елангаш (11). Западная часть прогиба по рекам Чаган-Узун и Кызынор выполнена палеогеновыми и неогеновыми отложениями, а восточная, более прогнутая, скрыта под плейстоценовыми отложениями.

В северо-восточной части Чуйской впадины в низовьях рек Кокури, Кам-Тытыгем, Бугузун находится небольшой, субширотно вытянутый и ограниченный сбросами, Кокуринский прогиб (7). Можно предположить, что его наибольшие глубины приурочены к месту слияния рек Бугузун и Кокури, а к западу и востоку от этого места они уменьшаются. Вдоль южного подножия Курайского хребта отмечается ряд мелких узких тектонических грабенов (9—9а), зажатых между горстовыми выступами докайнозойского основания. Эти грабены имеют небольшую (до 200—260 м) глубину и представляют собой асимметричные структуры. Из положительных структур второго порядка в северо-западной части Чуйской впадины следует отметить односторонний горстовый выступ Бигдон (5) и Чаган-Узунское горстовое поднятие (6), северное крыло которого оборвано рядом сбросовых уступов (фиг. 66). Ось Чаган-Узунского поднятия полого погружается на восток. Продолжением этой структуры под покровом рыхлых отложений, выполняющих Чуйскую впадину, является, вероятно, выступ палеозойского основания.

Осадочный покров из палеоген-неогеновых, эоплейстоценовых и, частично плейстоценовых отложений в северной прибортовой части Чуйской впадины дислоцирован. Эти структуры покрова, связанные с вертикальным перемещением узких жестких блоков палеозоя в зоне Курайского разлома, имеют примерно широтное простирание. Складчатость выражена наиболее интенсивно вблизи борта гор и постепенно затухает



Фиг. 67. Характер дислоцированности угленосных отложений кошагачской свиты у южного подножия Курайского хребта в районе Кош-Агачского бурового месторождения (по данным П. Г. Грязева, дополненным автором).

1—бурые угли; 2—глины; 3—песчаники; 4—щебни; 5—предполагаемое залегание пластов; 6—разломы крупные; 7—разломы мелкие (а), мелкие (б); 7—азимут и угол падения угольных пластов

в сторону котловины. Складки имеют неполное развитие, они пологие, иногда брахиформные, обычно асимметричные — с крутым приразломным северным крылом и пологим южным. В палеоген-неогеновых отложениях широко развиты мелкие разломы типа сбросов и взбросов.

Как указывает П. Г. Грязев, угленосные отложения кошагачской свиты в 2 км к югу от Курайского хребта, на меридиане с. Кош-Агач, образуют субширотно ориентированную асимметричную синклиналию складку с крутым (до 60°) северным крылом и пологим южным (фиг. 67). Ширина складки 50—60 м, длина 200—220 м. Южнее, параллельно ей, протягивается другая пологая антиклинальная складка с углами наклона на крыльях до $20\text{--}25^\circ$. Она разбита двумя параллельными продольными сбросами, плоскости которых под углом $40\text{--}45^\circ$ падают от хребта. Вблизи разломов угольные пласты смяты, подвернуты и расщелены массой мелких субпараллельных трещин скалывания.

Западнее, в верховьях р. Бекен неогеновые породы образуют антиклинальную складку, в ядре которой выходят угли кошагачской свиты, а крылья сложены мергелями и глинами туерьской свиты. Ширина складки около 250—300 м, простирание ее оси 105° . Северное крутое крыло складки оборвано взбросом, вдоль которого выведены на поверхность породы карачумской свиты и коры выветривания. Южное пологое ($25\text{--}30^\circ$) крыло складки хорошо выражено моноклинальным падением мергелей и глин туерьской свиты.

На левом берегу в верховьях р. Туерык в угленосных отложениях кошагачской свиты отчетливо выражена антиклинальная складка с простирани-

ем оси около 115° . Северное крыло складки крутое ($45-60^\circ$), оборвано разломом, по которому породы неогена контактируют с эоплейстоценовыми галечниками, более полого (15°) падающими в сторону палеозойского склона хребта.

На Чаган-Узунском буроугольном месторождении, как сообщает А. В. Аксарин (1938), в канаве, заложенной близ тектонического борта Курайского хребта, в неогеновых отложениях была вскрыта опрокинутая синклинальная складка с плейстоизмятым замком и запрокинутым южным крылом, на которую по крутому надвигу ($70-75^\circ$) надвинуты породы палеозоя. Подобные надвиги палеозоя на неогеновые отложения отмечаются Е. Н. Шукиной (1960), Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1961) в ряде мест вблизи борта Курайского хребта.

С удалением от тектонических бортов Чуйской впадины залегание палеоген-неогеновых пород становится более спокойным. На правобережье низовьев р. Чаган нами наблюдались пологие складки с углами наклона крыльев $10-15^\circ$. Такие же небольшие наклоны неогеновых слоев отмечены в районе рек Кызынор и Чаган-Узуна.

Эоплейстоценовые отложения также дислоцированы, но значительно менее интенсивно, и формы их дислокаций отличаются от дислокаций палеоген-неогеновых отложений более спокойным характером. В верховьях р. Бекен отложения бекенской свиты слагают пологую антиклиналь с падениями на крыльях $7-12^\circ$. Ее ось примерно совпадает с осью, описанной выше антиклинали в неогеновых осадках. На правобережье р. Туерык в его верховьях галечники и пески бекенской свиты образуют широкую (до 500 м) пологую синклинальную складку. Залегание пород на ее южном крыле вначале крутое (до 45°), к ядру складки оно выполаживается до $5-10^\circ$. Нарушенное залегание пород эоплейстоцена (кызылгирской и бекенской свит) наблюдалось нами также во многих обнажениях по западной периферии Чуйской впадины (реки Кызыл-Чин, Чаган).

Западным продолжением Чуйской впадины является узкий Чуйский грабен (XIX), связывающий ее с Курайской впадиной. Эта структура второго порядка, заложенная вдоль зоны Курайского разлома, частично совпадает с пришовным верхнепалеозойским прогибом. Время ее заложения определяется, видимо, верхним палеогеном, поскольку в этой структуре встречены угленосные миоценовые отложения. Основное оформление структуры как грабена относится к эоплейстоцену, когда возникли широтные сбросовые уступы высотой в 1000—1200 м, ограничивающие ее с севера и юга.

Курайская впадина ограничена с севера сбросовыми тектоническими уступами Курайского хребта, с юга — резко вздернутым массивом Биш-Ирду в Северо-Чуйском хребте (фиг. 68). Ее длина 30—35 км, ширина до 20 км. Заложение впадины относится к верхнему палеогену, довольно интенсивное прогибание — к неогену, а окончательное оформление произошло в эоплейстоцене. Соотношение этой морфоструктуры со структурами докайнозойского основания довольно сложное. Сама впадина расположена на опущенной части салаирского Кадринско-Баратальского горста. С севера она ограничивается Курайским глубинным разломом, с юга — разломами, отделяющими Кадринско-Баратальский горст от структур Ануйско-Чуйского синклинория. Имеются и поперечные северо-восточные разломы, ограничивающие впадину с запада и востока. Курайская впадина является примером инверсионной новейшей структуры, заложенной на салаирском основании вдоль зоны Курайского глубинного разлома.

Глубина залегания и характер рельефа днища Курайской впадины в настоящее время неизвестны. Единственная скв. 4, пробуренная вблизи северного борта впадины, достигла глубины 184,1 м и не вышла из



Фиг. 68. Северный склон Северо-Чуйского хребта (Курайская котловина). На гребневой части движениями до 4000 м. У подножия хребта морены ниже

отложений неогена. Не исключено, что в северо-восточной и восточной частях впадины глубина днища может достигать 250—300 м. Как отмечает И. И. Звонарев, неогеновые отложения, вскрытые скважиной вблизи северного борта впадины, интенсивно дислоцированы, что подтверждается крутыми углами наклона слоев к оси керна. Предполагается также, что плоскость разлома, ограничивающего «карбоновый горст», очень круто падает в сторону Курайского хребта, надвинутого на кайнозойские отложения Курайской впадины.

Южный борт Курайского поднятия, ограничивающий впадину с севера, имеет три сбросовых ступени, у подножия которых вытянуто узкое тектоническое понижение, отделенное от самой впадины «карбоновым горстом». Этот грабен, занятый рыхлыми отложениями, протягивается, видимо, вдоль подножия Курайского хребта и далее к северо-западу. Скважины, заложенные в районе пос. Акташа (верхнего) в разных местах этой погребенной структуры, показывают значительные мощности выполняющих ее кайнозойских отложений. Описанная ниже скв. 326, вскрывшая надвиг палеозоя на неогеновые и четвертичные отложения, выявила максимальные глубины (317 м) этого узкого грабена.

Общая максимальная амплитуда вертикального перемещения по разломам, ограничивающим Курайскую впадину с севера, достигает 1500—2000 м.

Западным продолжением Курайской впадины является тектоническое субширотное Ештык-Кольское понижение (XV), притягивающееся вдоль северного подножия сбросового склона Северо-Чуйского хребта. Это понижение ограничено с юга субширотными разломами, резко несогласными с северо-западным простираем структур Ануйско-Чуйского синклинария. Заложение этой структуры относится, вероятно, к эоплейстоцену.

Сарулкульская впадина является следующим звеном зоны прогибания Чуйско-Курайских впадин. Она вытянута вдоль северо-восточного подножия Айгулакского хребта и с юго-запада ограничена ветвью Курайского разлома, выраженного в виде денудационного сбросового уступа. Высота последнего у оз. Чейбек-Куль достигает 600—



видны остатки денудационной поверхности донеогенового рельефа (А), поднятые новейшими плейстоценового и верхнеплейстоценового оледенений

700 м, а в направлении к северо-западу постепенно уменьшается. На востоке граница впадины выражена нечетко, она сливается с Улаганской впадиной. В структурном отношении впадина расположена в пределах Кадринско-Баратальского горста. Она асимметрична, наиболее прогнутой является ее приразломная юго-западная часть. К северо-западу и юго-востоку вдоль разлома глубины впадины уменьшаются. Самое крайнее юго-восточное окончание впадины суживается, и впадина приобретает вид грабена. Как указывают Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1961), на замыкании впадины «близ расположенные разломы образуют тектонический ров озера Чейбек-Куль. Продолжением рва служит узкое ущелье долины Чибитки, местами имеющее вид клямма («Красные ворота»)» (стр. 210). Заложение Сарулукульской впадины относится к неогену или эоплейстоцену. Молодые движения фиксируются вдоль ее бортов вплоть до верхнего плейстоцена.

На северо-западном продолжении Сарулукульской впадины лежат два небольших перпендикулярных друг другу грабена озер Ош-Коль и Кок-Коль (XI). Эти небольшие структуры четко совпадают с зонами тектонических нарушений и представляют собой узкие тектонические щели глубиной в 350—500 м и шириной до 1,0—1,5 км.

Чуйско-Сайлюгемское поднятие расположено к югу от зоны Чуйско-Курайских впадин. Эта морфоструктура включает в себя Северо-Чуйский и Сайлюгемский хребты. Ось этого новейшего поднятия протягивается в субширотном направлении, несколько не совпадая с водораздельными линиями отдельных хребтов. С юга поднятие ограничивается тектоническим понижением долины р. Джасатер и Самахинской впадиной. Ширина поднятия около 100 км, длина до 300 км. Чуйско-Сайлюгемское поднятие является восточным продолжением Катунского поднятия, с которым они вместе образуют единую крупную новейшую морфоструктуру Горного Алтая.

Чуйско-Сайлюгемское поднятие имеет сложное соотношение со структурами докайнозойского основания. Его северо-западная часть (хр. Северо-Чуйский) совпадает с окончанием Ануйско-Чуйского синклинория; южная и восточная части (хребты Южно-Чуйский



Фиг. 69. Самахинская котловина. Видны террасовый останец (А) неогеновых отложений, связанных с конечной мореной (В) верхнеплейстоценового оледенения (Q_3^2 gl), текто

и Сайлюгем) отделены от северо-западной зоной Чарышско-Теректинского разлома и совпадают с частью Холзунско-Чуйского антиклинория. В связи с разнородностью структур основания эта новейшая морфоструктура распадается на три части.

Северо-Чуйский хребет в неотектоническом отношении представляет собой крупный горст, ступенчато обрывающийся к северу и отделенный с юга Карагемским грабеном (XVII) от поднятой структуры Южно-Чуйского хребта. Максимальные амплитуды неоген-четвертичных поднятий в Северо-Чуйском хребте приходятся на его центральную часть (свыше 3500 м), где остатки поверхности выравнивания сохранились в массиве Биш-Ирду высотой 4173 м (см. фиг. 68). Ниже этих максимально поднятых горстовых блоков отмечаются тектонические уступы поверхности выравнивания, сохранившиеся на высотах около 3000 м (в верховьях рек Тюте и Кызыкнор) и около 2500 м (Ештык-Кольское понижение и горная перемычка между Чуйской и Курайской впадинами).

От осевой части поднятого блока Северо-Чуйского хребта поверхность выравнивания несколько наклонена к югу, а близ долины р. Карагем оборвана проходящим вдоль нее сбросом. Тектоническое понижение, с которым совпадает верховье р. Чаган и долина р. Карагем, ограничено с обеих сторон сбросовыми уступами и имеет вид узкого грабена (XVII). В структурном отношении этот грабен четко совпадает с герцинской Карагемской приразломной синклиналью, выполненной девонскими отложениями и протягивающейся вдоль глубинного Чарышско-Теректинского разлома. Амплитуды перемещения по разломам, ограничивающим грабен, составляют не менее 700—1000 м. К западу эта структура углубляется, и в Аргутской впадине (XVIII), выполненной ледниковыми отложениями, ее относительная глубина составляет 1500 м. Тектоническое происхождение этой части долины р. Аргут было отмечено еще В. А. Обручевым (1915).

Центральную часть Чуйско-Сайлюгемского поднятия составляет Южно-Чуйский хребет. Осевая часть этой структуры протягивается субширотно. Максимальные поднятия совпадают с центральной частью хребта, где остатки поверхности выравнивания наблюдаются на высотах около 3500—4000 м. Общая суммарная амплитуда поднятия структуры за неоген-четвертичный период составляет около 3000 м, относительное поднятие над Чуйской впадиной около 2000 м. Морфологически эта часть Чуйско-Сайлюгемского поднятия имеет асимметричное строение: крутой южный склон, обрывающийся в сторону Джасатерского



перекрытый мореной максимального оледенения (Q_2^2 gl), вложенная серия низких террас (Б), нический борт впадины (Г) и останцы денудационного донеогенового рельефа (Д)

понижения, и длинный пологий, разбитый рядом сбросов, ступенчатый северо-восточный склон, спускающийся постепенно к Чуйской впадине. На нем местами сохранились неогеновые отложения (р. Теустан), залегающие согласно общему падению ($10-12^\circ$) крыла поднятия.

Самая восточная часть Чуйско-Сайлюгемского поднятия отделена от центральной части серией сбросовых уступов северо-западного простирания, проходящих по долинам рек Тархата и Чаган-Бургазы. Сайлюгемская часть поднятия имеет форму широкого (до 50 км) асимметричного свода, ось которого смещена к югу и проходит вдоль границы с Монголией. Северный склон сводового поднятия пологий, спокойно понижающийся в сторону Чуйской впадины, где он погребается под неогеновыми и четвертичными отложениями. На пологих крыльях свода местами сохранились остатки коры выветривания и продукты ее перетотложения. На востоке Чуйско-Сайлюгемское поднятие сливается с поднятием хр. Чихачева.

Самахинско-Джасатерское понижение представляет собой неширокую тектоническую депрессию, протягивающуюся в широтном направлении между Чуйско-Сайлюгемским поднятием и Укокским сводом.

В структурном отношении понижение совпадает с серией сближенных субпараллельных разломов, ограничивающих северную часть Холзунско-Чуйского антиклинария. Орографически эту новейшую структуру составляют мелкие впадины в верховьях рек Тархата и Джасатер, долина р. Джасатер и Самахинская впадина. Общая длина структуры около 120 км, ширина 10—15 км. Суммарная амплитуда относительно прогибания (по отношению к осевым частям поднятых структур) составляет 1000—1500 м. Борты понижения — тектонические, местами имеют вид денудационных уступов высотой 250—300 м.

Наиболее глубокая часть структуры — Самахинская впадина (Х/Х) — выполнена неогеновыми и четвертичными отложениями значительной (до 150 м) мощности. Эта впадина представляет собой обрванный субширотным разломом односторонний прогиб, по которому была опущена часть долины р. Кок-Су (фиг. 69). Заложение впадины как небольшого прогиба относится к концу палеогена, а ее окончательное оформление, видимо, связано с эоплейстоценовым этапом новейших тектонических движений. Восточная часть Самахинско-Джасатерского понижения, используемая долиной р. Джасатер, занята эоплейстоценовыми и плейстоценовыми осадками и сформировалась, скорее всего, в эоплейстоцене.

Укокский свод представляет собой крупное вытянутое в субширотном направлении поднятие, в орографическом отношении совпадающее с плато Укок и горными массивами, занимающими водораздел рек Джасатер и Калгуты. В структурном отношении Укокский свод совпадает с частью Ак-Булакской синклинали и Калгутинской мульды, выполненной силурийскими и девонскими отложениями. Его восточная часть осложнена рядом крупных гранитных батолитов, имеющих выражение в рельефе в виде отдельных горных массивов. Общая длина сводового поднятия до 150 км, ширина около 50 км. Амплитуда поднятия Укокского свода за неоген-четвертичное время составляет 2500—3000 м, относительное превышение над Самахинско-Джасатерским понижением и Бертекской котловиной достигает 1000 м.

Бертекская впадина лежит на крайнем восточном окончании Бухтарминско-Нарынской цепи межгорных впадин. Она совпадает с зоной Южно-Алтайского разлома и расположена у подножия хр. Южный Алтай. Впадина достигает длины около 80 км, ширины 30 км и имеет резко асимметричное строение. Южный борт, образованный тектоническим уступом хр. Южный Алтай, крутой, осложненный рядом ступеней; северный борт, постепенно переходящий в крыло Укокского свода, весьма пологий. Заложение Бертекской котловины относится, видимо, к концу палеогена, поскольку имеются сведения о наличии во впадине угленосных отложений миоцена. Возможно наличие эоплейстоценовых осадков. Большая часть впадины выполнена плейстоценовыми ледниковыми и водно-ледниковыми толщами, достигающими значительной мощности.

Южно-Алтайское поднятие, совпадающее с хр. Южный Алтай, отдалено резким сбросовым уступом высотой около 700—1000 м от Бертекской впадины. Сама структура представляет собой сочетание разновысотных горстовых выступов, отделенных друг от друга сбросовыми уступами. В пределах ее центральных частей (массив Табын-Богдо-Ула) сохранились остатки донеогеновой поверхности выравнивания. Общая амплитуда поднятия за неоген-четвертичное время достигает 3000—3500 м, относительная амплитуда над Бертекской впадиной около 1000 м. Оформление сбросовых уступов морфоструктуры относится, видимо, к эоплейстоцену.

Глава VI

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ПРОЯВЛЕНИЯ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ КАЙНОЗОЙСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Окончательная консолидация палеозойских структур Юго-Восточного Алтая была завершена к верхнему палеозою. Лишь зоны глубинных Шапшальского и Курайского разломов еще долгое время оставались мобильными. По ним в верхнем палеозое и мезозое были заложены приразломные структуры — узкие грабены и прогибы, выполненные континентальными отложениями верхнего палеозоя и мезозоя. В дальнейшем на Алтае наступает длительный период развития денудационных процессов, приведших к разрушению созданных палеозойской складчатостью горных сооружений. В это время территория Алтая представляла собой, видимо, достаточно приподнятую горную территорию, с которой постоянно происходил снос материала на окружающие его равнинные пространства Западной Сибири, о чем свидетельствует минерало-петрографический состав мезозойских отложений этих районов (Казаринов, 1958; Гурова, 1959).

Несомненно, что территория Алтая в верхнем палеозое и мезозое неоднократно испытывала тектонические движения, которые носили, видимо, сводово-глыбовый характер и особенно активно проявлялись по зонам разломов. Именно в это же время, по В. П. Нехорошеву, стали проявляться и разломы субширотного направления, секущие более древние северо-западные нарушения. Общий характер тектонических движений был восходящим, о чем свидетельствует почти полное отсутствие осадков мезозоя. В мелу и нижнем палеогене процессы денудации привели к значительному разрушению палеозойских горных сооружений и к относительному выравниванию рельефа. Этому способствовала, видимо, стабильная тектоническая обстановка, а также благоприятные климатические условия, вызвавшие процессы интенсивного химического выветривания.

В кайнозое, как показано выше, выделяются четыре крупных этапа проявления тектонических движений, которые отражены в четырех соответствующих комплексах осадков.

ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ЭТАП ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Этот этап фиксируется в разрезе кайнозоя образованиями палеогеновой коры выветривания и осадками карачумской свиты. Образование коры выветривания, минералогически близкой к каолиновому типу,

происходило в сравнительно стабильных тектонических условиях. Рельеф того времени не был абсолютно равнинным, а представлял, видимо, всхолмленную эрозионно-денудационную поверхность с останцовыми возвышенностями и низкогорными массивами, морфологически напоминающую мелкосопочник Центрального Казахстана. Относительное расчленение рельефа достигало 300—350, а нередко и 700 м, но высотные отметки изменялись сравнительно равномерно, склоны возвышенностей были весьма пологие, длинные, речные долины — слабо врезаемые, широкие. Весь этот рельеф отличался «дряхлостью», мягкостью своих форм, что свидетельствует об ослабленных эрозионно-денудационных процессах. Благоприятные климатические условия того времени (теплые и достаточно гумидные) способствовали процессам интенсивного химического выветривания коренных пород. Кора выветривания формировалась на всей территории Алтая, о чем свидетельствуют ее остатки, иногда только «корни», встречаемые в настоящее время на элементах древнего рельефа как в горных хребтах, так и в котловинах под неогеновыми осадками. Полнота профиля коры и ее мощность во время образования зависела от того, на каких формах рельефа она формировалась. Расчленение рельефа, хотя и сравнительно слабое, обуславливало постоянный снос рыхлых продуктов выветривания с останцов и сопок в межсочные понижения. Можно сказать, что, хотя тектонические и климатические условия благоприятствовали процессам выветривания, геоморфологическая обстановка не способствовала формированию мощной коры выветривания. В связи с этим мы не находим полных профилей коры выветривания даже в котловинах, где она хорошо сохраняется от размыва под озерно-аллювиальными толщами неогена. В этом состоит отличие условий формирования древней коры выветривания Юго-Восточного Алтая от условий образования разновозрастных кор выветривания прилегающих территорий Восточного Казахстана и юга Западной Сибири.

В верхнем олигоцене отмечается первая, фиксируемая в осадках фаза тектонических движений, выразившаяся, в первую очередь, в общем медленном сводовом поднятии территории Алтая и всего юга Сибири, пологом изгибании его жесткого палеозойского основания. Разнородный характер последнего приводит к тому, что одновременно происходит дифференциация крупных областей поднятий и прогибов, в общем отражающих и наследующих план древних структур. Эти новейшие макроструктуры, начавшие свое формирование, имели, видимо, форму крупных сводов и прогибов большого радиуса, с весьма пологими углами наклона крыльев, выражающимися первыми градусами. Намечается четкая приуроченность образования депрессионных структур к мобильным зонам глубинных и региональных разломов — Шапшальскому, Курайскому, Чарышско-Теректинскому, Джасатерскому и Южно-Алтайскому, унаследованным с верхнего палеозоя и мезозоя. Области, лежащие вне этих зон и отвечающие современным хребтам, представляли собой поднимающиеся структуры.

Масштабы поднятий и прогибов конца верхнего палеогена были не очень велики, поскольку мощности осадков карачумской свиты даже в центральных частях Чуйской и Джулукульской котловин не превышают первых десятков метров. Вероятно, северо-восточные и северные приразломные части Джулукульской, Чуйской и Курайской котловин ограничивались от поднятий «ожившими» палеозойскими разломами. Амплитуда перемещения по ним была небольшой, так как грубообломочные пролювиальные фации карачумской свиты в сторону от бортов впадин быстро (на протяжении нескольких сот метров) замещаются песчано-глинистыми озерными осадками. Интересно отметить также, что максимальные мощности отложений карачумской свиты приурочены

именно к пролювиальным фациям, развитым по окраинам прогибающихся межгорных впадин (разрезы по долинам рек Кызыл-Чин, Тархата). К окраинам впадин приурочен также базальный горизонт олигомиковых конгломератов (разрезы по долинам рек Кызыл-Чин, Могун-Бурень), быстро исчезающий к их центру. Присутствие в пролювиальных фациях свиты наряду с сильно выветрелым кластическим материалом совсем свежих обломков коренных пород свидетельствует о том, что процессы эрозионного расчленения значительно денудировали поднимающиеся структуры, захватив не только зону развития продуктов коры выветривания, но и обнажившиеся коренные породы, еще не затронутые выветриванием.

В толще субэвральных фаций карачумской свиты отмечаются также признаки выветривания сингенетичные осадконакоплению этих толщ, свидетельствующие о том, что и в верхнем олигоцене сохранялись климатические условия, благоприятные химическому выветриванию пород.

Центральные части прогибающихся котловин в верхнем олигоцене были заняты существенно глинисто-песчаными осадками озерного и аллювиально-озерного генезиса. Переход склоновых фаций осадков свиты в озерные фации хорошо прослеживается по западной окраине Чуйской котловины (разрезы по долинам рек Кызыл-Чин, Чаган-Узун, Талды-Дюргун). Здесь, среди пачек щебней, появляются прослои озерных глин с конкрециями лимонитизированного сидерита. Присутствие последнего позволяет восстановить геохимический режим и характер озерного водоема того времени. Известно, что для образования сидерита в осадках требуется избыточное содержание углекислоты, которое возникает при обильном поступлении в бассейн органического материала. Вторым условием сидеритообразования является затрудненный доступ активного кислорода, что имеет место в заболоченных водоемах с восстановительной средой. Однако почти все сидеритовые конкреции оказываются с поверхности лимонитизированные, а местами нацело замещенными лимонитом, что позволяет предполагать частую смену восстановительных условий среды окислительными. Это может быть связано, скорее всего, с колебаниями уровня озера, глубины которого были невелики. При понижении уровня воды в озере уровень кислородной поверхности спускался ниже кровли осадков, не подвергшихся диагенезу и попадавших в окислительные условия. Чередование озерных и пролювиальных фаций, повышенная по сравнению с неогеновыми отложениями грубость пород верхнего олигоцена также свидетельствуют о неспокойных тектонических условиях времени осадконакопления.

Минералогический состав пород карачумской свиты весьма близок составу коры выветривания, что свидетельствует о значительном перестроении продуктов последней. В тяжелой фракции отмечается резкое преобладание рудных минералов, очень невысокое содержание пироксена, циркона, ставролита. Глинистые минералы карачумской свиты, как и коры выветривания, относятся к группе каолинита и монтмориллонита.

Активизация тектонических процессов в конце палеогена отмечается всеми исследователями горного пояса Южной Сибири и прилегающих территорий. Эта фаза движений запечатлена в разрезе кайнозоя данных регионов осадками повышенной грубости. Такое широкое распространение верхнеолигоценовой фазы тектонических движений позволяет считать ее началом всего неотектонического цикла, проявившегося на обширных пространствах активизированных горных сооружений Южной Сибири и Центральной Азии.

НЕОГЕНОВЫЙ ЭТАП ТЕКТНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

В неогене продолжается дальнейшее развитие новейшей структуры Алтая. Вся территория испытывает общее медленное и плавное сводовое поднятие, что фиксируется обломочным материалом, сносимым на окружающие низменности Западной Сибири. На фоне поднятия четко дифференцируются более мелкие структуры — области поднятий горных хребтов и относительно опущенных межгорных впадин. Прогибание межгорных впадин в этот этап идет наиболее интенсивно, в них происходит накопление мощных толщ аллювиально-озерных и озерных осадков. Сходство их состава, обусловленное одинаковыми тектоническими и климатическими условиями накопления, резкое отличие от ниже- и вышележащих пород позволяют выделить эту толщу в единый литостратиграфический комплекс (или серию), подразделенный на две свиты — кошагачскую и туерыкскую. В основном озерный генезис неогеновых осадков и характерные для них фациальные изменения в поперечном профиле впадин ясно свидетельствуют, что их накопление происходило лишь в пределах оформившихся к тому времени межгорных депрессий. Это противоречит мнению некоторых исследователей (Сперанский, 1937), считающих, что неогеновые осадки представляют собой обрывки формаций, некогда имевших региональное распространение и уцелевших от денудации лишь в силу орографического оформления котловин, на дне которых мы их ныне находим.

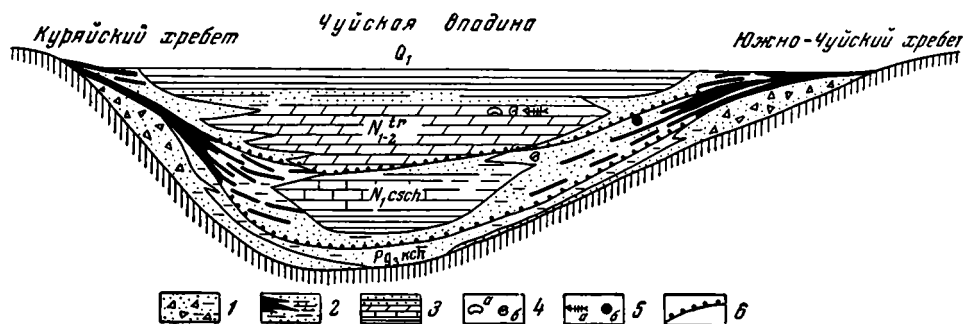
Районы, разделяющие впадины, представляли собой слабо расчлененные сводовые поднятия. Сочленение депрессий и поднимающихся структур происходило по активизированным в верхнем олигоцене разломам, что особенно четко видно на примере Шапшальской и Чуйской цепей котловин. Уже в это время намечается асимметричность данных структур, выраженная в увеличении крутизны приразломного северо-восточного борта. Обратная асимметрия структур (крутой южный борт) характерна, видимо, для Южно-Алтайской цепи котловин.

Масштабы прогибания впадин фиксируются мощностями накопившихся в них неогеновых осадков, которые для Чуйской впадины составляют не менее 500—700 м, Курайской и Джулукульской — около 250—300 м, Самахинской — не менее 100 м. Можно предполагать, что горы, окружающие впадины, достигали не менее 500—700 м высоты. Подобный вывод вытекает из анализа палеофлористических материалов по кошагачской и туерыкской свитам, которые указывают на наличие вертикальной зональности в распространении растительности на Юго-Восточном Алтае. О достаточных, хотя и очень пологих превышениях окраины впадин свидетельствует некоторое увеличение грубости обломочного материала, встречаемого в прибортовых разрезах неогена по кернам скважин, расположенных у южного борта Чуйской впадины. Кроме того, как было показано выше, сравнение мио-плиоценовых флор Юго-Восточного Алтая, Казахстана и Западной Сибири позволяет предполагать для неогена более высокое гипсометрическое положение всех горных районов Алтая над прилегающими равнинными пространствами Западной Сибири и Казахстана. К таким же выводам пришел Е. И. Селиванов (1962), указавший, что Монгольский Алтай в неогене представлял собой невысокую горную территорию, возвышающуюся над прилегающими пространствами равнинной Джунгарии на 700—1000 м.

Неогеновые отложения межгорных впадин Алтая дислоцированы. У бортов впадин они смяты в пологие складки, ориентированные вдоль разломов, разорваны более мелкими нарушениями, местами имеющими надвиговой характер. В центральных частях Чуйской впадины неогеновые отложения, видимо, дислоцированы в меньшей степени. Эта значи-

тельная дислоцированность неогеновых осадков является их отличительной особенностью по сравнению с эоплейстоценовыми и плейстоценовыми отложениями.

Характер изменения литологии и фаций неогеновых отложений как в вертикальном направлении, так и вкрест простирания впадин показывает теснейшую связь накопления осадков с тектоническими движениями. Как указывалось выше, озерные бассейны верхнего олигоцена отличались мелководностью. Поступающий в них обломочный материал почти не успевал перерабатываться и здесь же захоронялся. С нижнего миоцена впадины начинают испытывать дальнейшее прогибание, сначала медленное, затем довольно интенсивное, захватывающее прилежащие к ним горные пространства. Угленосные осадки кошагачской свиты формируются почти во всех межгорных впадинах. Причем в Самахинской и Джулукульской впадинах большая часть разреза свиты представлена



Фиг. 70. Принципиальная схема распределения фаций верхнего олигоцена и неогена в Чуйской впадине.

1 — пролювиальные щебни и пески; 2 — аллювиальные и аллювиально-озерные пески, глины, бурые угли; 3 — озерные глины, известняки, доломиты, мергели; 4 — фауна остракод (a), моллюсков (б); 5 — фауна рыб (a), млекопитающих (б); 6 — границы свит

ритмично построенными аллювиальными пачками пород, где угли и лигниты бывают приурочены к верхним частям ритма — пойменно-озерным фациям осадков. Это позволяет предполагать сравнительно неглубокие бассейны седиментации, характерные для более мелких морфоструктур, где накопление аллювия шло по констративному типу.

В Чуйской котловине условия неогенового осадконакопления были более разнообразны (фиг. 70). Здесь намечаются три различные структурно-фациальные зоны, характеризующиеся определенным типом разреза неогена, что хорошо видно при прослеживании угленосных и безугольных фаций свиты. В краевых частях впадины, где господствовал аллювиально-болотный режим и скорость прогибания компенсировалась скоростью накопления осадков, происходил процесс автохтонного углеобразования, шла концентрация растительного материала в прошлой и линзы, наметилась определенная ритмичность осадков, обусловленная закономерной сменой аллювиальных и озерных фаций. По направлению к центральным частям впадины, где преобладали озерные условия, а скорость прогибания опережала скорость накопления и концентрации органического материала в слои, происходит расщепление угольных пластов, распыление растительного детрита по всей толще, в результате чего здесь развиты безугольные фации осадков. Подобное распределение угленосных фаций в межгорных впадинах было отмечено Г. Ф. Крашенинниковым (1957), выделившим определенный «тип угленосных бассейнов межгорных впадин», характерных для восточного склона Урала, Забайкалья (мезозой), Кузбасса (карбон) и Дальнего Востока (неоген).

Сходное распределение угленосных фаций в миоценовых осадках Забайкалья установлено Н. А. Флоренсовым (1960).

Указанное неравномерное распределение угленосных отложений миоцена имеет принципиальное значение при ведении поисковых работ на уголь. Известно, что все открытые к настоящему времени месторождения бурого угля в Чуйской котловине приурочены только к ее северной и северо-западной окраинам. Таковы Чаган-Узунское, Талды-Дюргунское, Аржанское и Кош-Агачское месторождения.

Нижняя часть разреза неогена (кошагачская свита) отличается от верхней несколько повышенной грубостью осадков. Здесь преобладают алевриты, пески, реже глины и глинистые аргиллиты. К окраинам впадины несколько увеличивается роль более грубообломочных пород, появляются прослои разнотернистых песков и гравелитов. Причем в небольших впадинах (Самахинская, Джулукульская) они занимают до 50—60% пород в общем разрезе толщи. Такие гравелисто-песчаные осадки соответствуют русловым аллювиальным фациям отложений свиты. Последние в некоторых местах (р. Каргы в Джулукульской котловине) имеют повышенные (до промышленной) концентрации минералов с высокими удельными весами (касситерит и др.). В районах Горного Алтая, где имеются современные россыпи, можно ожидать наличие россыпных месторождений и в неогеновых аллювиальных отложениях.

Верхняя часть неогена Юго-Восточного Алтая представлена осадками туерьской свиты, развитыми только в двух наиболее крупных впадинах — Чуйской и Курайской. Накопление этих осадков связано с продолжающимся прогибанием этих структур, развитием в них глубоководных озерных бассейнов, где откладывались преимущественно тонкие карбонатные глины, алевриты, мергели и доломиты. Подобный характер отложений свидетельствует о достаточно стабильных тектонических условиях, малом приносе терригенного материала со слабо денудированных, поднимающихся структур хребтов. В других, более мелких депрессионных структурах типичные карбонатные осадки туерьской свиты отсутствуют. Здесь, видимо, сохранился аллювиально-озерный тип осадконакопления с образованием и углей, и лигнитов. Поэтому в Джулукульской и Самахинской котловинах литологическое разделение неогеновых отложений на свиты затруднено. Вероятно, к туерьской свите условно здесь могут быть отнесены верхние (безугольные) части разрезов, представленные преимущественно глинами и алевритами.

В Чуйской котловине выделяется три типа разреза туерьской свиты, отвечающих трем разным структурно-фациальным зонам осадконакопления. В северной, наиболее глубоководной части котловины, прилегающей к Курайскому хребту, накапливались озерные отложения. В составе пород свиты резко преобладают тонкослоистые светлые глины, звонкие плотные доломиты, мергели, алевролиты. В отложениях отмечается большое количество фауны пресноводных моллюсков, остракод, рыб. Здесь фиксируются максимальные мощности отложений свиты (200—250 м).

Разрезы туерьской свиты в пределах межсопочных понижений южной окраины Чуйской котловины отличаются несколько повышенной грубостью осадков, присутствием среди озерных фаций прослоев алевритов, песков и мелких гравелитов. Такое чередование озерных (светло-серых, зеленоватых и голубоватых глин) и аллювиально-пролювиальных (бурых гравелитов и песков) осадков придает пестроцветный характер всей толще и характеризует более мелководные прибрежно-озерные ее фации. Мощности отложений свиты здесь сокращены до 100—150 м.

Самые юго-западные и западные окраины Чуйской котловины имеют весьма маломощные (15—20 м) и более грубые отложения озерно-болотных и аллювиальных фаций неогена — грубые полимиктовые пески,

алевриты, реже глины, содержащие прослой слабо углефицированных лигнитов и отдельные обломки древесины. Эти отложения формировались, видимо, на самых мелководных прибрежных участках неогенового Чуйского озера, в дельтах впадающих рек и в отдельных небольших заболоченных озерах.

Такое распределение фаций туерьской свиты еще больше подчеркивает асимметрию Чуйской котловины, возникшую еще в верхнем олигоцене: наиболее глубоководные фации осадков фиксируются вдоль ее северного, приразломного борта, а мелководные — вдоль южного, пологого борта. Это подтверждается и распределением мощностей отложений.

Интересно отметить, что в одинаковых структурно-геоморфологических условиях тип осадконакопления в миоцене и мио-плиocene сохраняется. Это подтверждается распределением угленосных фаций, которые как в осадках кошагачской, так и в осадках туерьской свиты приурочены к окраинным частям впадины. Видимо, только менее благоприятные климатические условия (увеличение сухости) и обедненный состав растительности мио-плиocene не способствовали накоплению здесь бурых углей и лигнитов значительной мощности. Лишь в Курайской котловине, по сообщению И. Н. Звонарева, в верхах разреза туерьской свиты встречаются прослой бурых углей до 2—3 м.

Вне котловин, на окружающих их горных территориях, испытывавших поднятия в неогене, осадконакопления не происходило. Здесь, видимо, продолжались процессы выветривания, которые, судя по составу обломочного материала, сносившегося в котловины, были весьма интенсивными. Надо заметить, что сравнительно небольшое поступление обломочного грубого материала в котловины можно объяснить повсеместным развитием древесного и травянистого покрова, который естественно затруднял его снос.

Неогеновые отложения, как было отмечено выше, имеют прямые стратиграфические аналоги в Туве, Монголии и Забайкалье. Осадки этих районов литологически сходны между собой, что является результатом их накопления в одинаковых структурно-геоморфологических и климатических условиях. Это озерные и озерно-аллювиальные отложения межгорных депрессий, испытывавших в неогене значительное относительное прогибание на фоне общего поднятия и активизации движений во всем горном поясе Южной Сибири. Общность типа неогенового осадконакопления является отражением единого регионально фиксируемого этапа проявления новейших движений. Частные различия в литологии и фациях неогеновых осадков этих районов отмечают лишь местные геоморфологические и климатические условия.

Сравнение неогеновых отложений Юго-Восточного Алтая с одновозрастными осадками территории юга Западной Сибири и Казахстана показывает, что последние накапливались в более спокойной тектонической обстановке слабо подвижной эпипалеозойской платформы. Они отличаются меньшими мощностями и другими фациями отложений. Различия в климате и растительности районов, связанные с разновысотным положением и различной тектонической подвижностью этих территорий, обусловили различия и в литологии осадков.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ЭТАП ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Тектонические движения эоплейстоценового времени отличались наибольшей интенсивностью проявления. В это время были окончательно сформированы новейшие макроструктуры Горного Алтая, полностью оформились горные хребты и впадины. С эоплейстоценовым тектоническим этапом связан крупный цикл эрозионного расчленения территории,

приведший к созданию основных черт современного горного рельефа. Тектонические движения эоплейстоцена качественно отличаются от движений предшествующих этапов. Если в палеогене и неогене большая роль принадлежала сводовым деформациям жесткого палеозойского основания, а движения по разломам имели подчиненную роль, то в эоплейстоцене тектонические напряжения стали разрешаться в основном разрывными нарушениями. Неотектоническая структура Алтая приобрела глыбовый характер, в зонах сопряжения хребтов и впадин ведущую роль начали играть разломы в виде сбросов, взбросов, надвигов, а сами структуры все больше и больше стали напоминать систему горстов и грабенов, что было отмечено еще В. А. Обручевым. Только последовательное рассмотрение становления этих структурных форм в течение всего кайнозоя позволяет видеть всю сложность сочетания пликативных и дизъюнктивных дислокаций.

Интересно подчеркнуть, что именно к эоплейстоценовому этапу относится возникновение надвигов палеозоя на неогеновые отложения, отмеченные в нескольких местах в зоне Курайского разлома (Щукина, 1960; Лунгерсгаузен и Раковец, 1958; Девяткин, 1962).

Общая амплитуда поднятия территории Юго-Восточного Алтая к концу эоплейстоцена достигла 3000—4000 м, причем на долю собственно эоплейстоценовых движений приходится, видимо, не менее $\frac{2}{3}$ этой величины. Указанные величины поднятий определяются из анализа гипсометрического положения остатков поверхностей донеогенового эрозионно-денудационного рельефа и неогеновых отложений, занимающих в настоящее время различное высотное положение. Как показано на карте деформаций донеогеновой поверхности выравнивания Юго-Восточного Алтая, составленной для части «Карты новейшей тектоники СССР» масштаба 1:5 000 000 (1959), величины деформаций исчислялись, исходя из условия, что окраины Алтая в течение всего кайнозоя были относительно стабильны. К северу от предгорий, в пределах юга Западно-Сибирской низменности, располагались области погружения и накопления неоген-четвертичных отложений, к югу и юго-востоку, в пределах Горного Алтая,—области поднятия и развития денудационных процессов. Таким образом, зона предгорий, зона сочленения гор Алтая с Западно-Сибирской низменностью, в тектоническом отношении была как бы шарнирной осью, по обе стороны от которой преобладали движения разного знака. Эту зону можно считать весьма стабильной на протяжении всего кайнозоя, а ее высоты (250—300 м) условно принять за тот абсолютный нулевой репер, от которого можно высчитывать амплитуды поднятий и погружений. Таким способом были определены амплитуды поднятий различных участков Горного Алтая.

Величины деформаций в отдельных морфоструктурах Юго-Восточного Алтая определяются по разности высотных отметок поверхности выравнивания в хребтах и подошвы неогеновых осадков в котловинах. Так, поверхность коренного рельефа фиксируется вертикальным электрозондированием, по данным Н. Н. Васильева, в Чуйской котловине под кайнозойскими осадками на глубине до 1000 м (около 800—900 м абс. выс.). По юго-западной и западной окраине котловины неогеновые отложения залегают в западинах донеогенового рельефа на абсолютных высотах около 2600—2800 м (реки Агайры, Теустан). Таким образом, даже учитывая возможное разновысотное положение подошвы неогена в момент его накопления (что определяется разными фациями осадков), величины фиксируемых посленеогеновых деформаций весьма значительны (до 2000 м).

Особенно велики были перемещения по разломам в зонах сопряжения хребтов и котловин. В Чуйской котловине, как уже указывалось, поверхность донеогенового рельефа с корой выветривания фиксируется

под неогеновыми отложениями на абсолютных отметках около 800—1000 м, а в осевой части Курайского хребта — на высотах около 3000—3500 м. Суммарная величина вертикального перемещения по Курайскому разлому оценивается, таким образом, в 2500 м. В Джулукульской котловине амплитуда перемещения по Шапшальскому разлому определяется в 1500—1700 м, для Южно-Алтайского разлома — в 2000 м.

В результате этих активных движений по зонам сочленения хребтов и котловин прилегающие части последних были захвачены новейшими движениями, разбиты рядом взбросов, по которым произошли перемещения палеозойских блоков, а палеогеновые и неогеновые осадки были смяты в складки и разорваны.

В эоплейстоценовый этап происходит постепенное изменение общего плана неотектонических деформаций. Если в начале неотектонического цикла в верхнем олигоцене проявлялись движения преимущественно по унаследованным зонам северо-западных крупных разломов, то в эоплейстоценовый этап активизировались новые — субширотные разломы. Таковы разломы, ограничивающие с севера и юга Чуйские хребты, перемещения по которым достигли 2500—3000 м. Весьма активными были перемещения в местах совпадения северо-западных «унаследованных» и «молодых» субширотных разломов, как, например, в восточной части Курайского разлома вдоль северных бортов Курайской и Чуйской котловин. Эти молодые субширотные нарушения наиболее хорошо выражены в центральных и южных частях Алтая, что было отмечено В. П. Нехорошевым (1939, 1959, 1961).

Внутри эоплейстоценового неотектонического этапа можно выделить несколько самостоятельных фаз новейших движений, запечатленных в разрезе несогласиями или резкой сменой типов осадков. Такие фазы отмечаются в основании кызылгирской и башкаусской свит. Движения этих фаз, особенно резко проявившиеся в приразломных частях окраин котловин, захватили и эоплейстоценовые осадки, смяв их в пологие складки, разорванные рядом небольших нарушений.

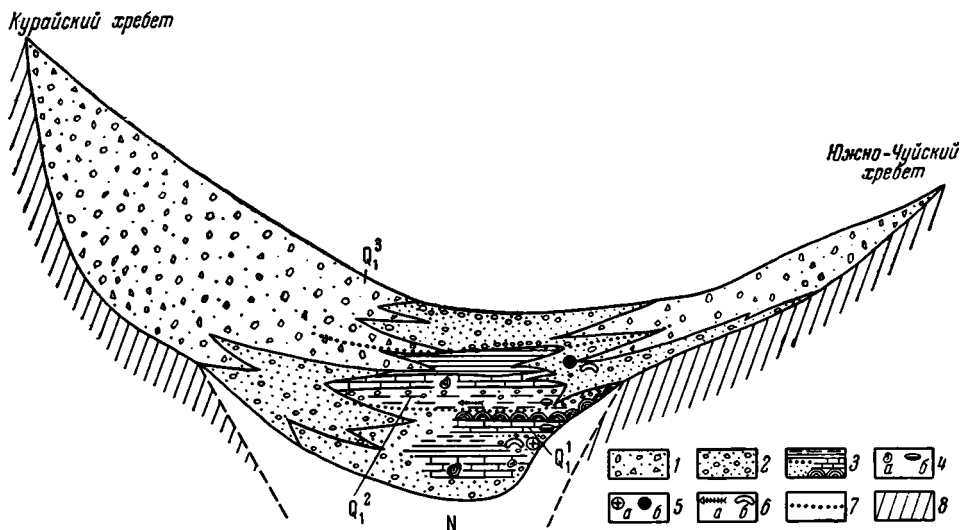
С поднятиями эоплейстоценового времени связано энергичное эрозионное расчленение территории. Морфологические особенности эоплейстоценового эрозионного рельефа и глубина его вреза позволяют четко фиксировать и оценивать масштабы поднятий хребтов. Так, глубины плейстоценового эрозионного расчленения в Шапшальском, Курайском, Чихачева, Чуйском хребтах достигают 1000—1200 м. Такие же величины эрозионного вреза характерны для бассейна р. Чулышман, что, видимо, связано с образованием впадины Телецкого озера и, в связи с этим, резким понижением базиса эрозии всего бассейна. С приближением к межгорным котловинам величина расчленения эоплейстоценового эрозионного рельефа уменьшается до 350—500 м, что хорошо видно на периферии Чуйской и Джулукульской впадин. Таким образом, по масштабам расчленения и общему облику эоплейстоценовый рельеф Юго-Восточного Алтая был близок современному, отличаюсь от него, видимо, лишь отсутствием широко развитых альпийских форм.

Эоплейстоценовые отложения Юго-Восточного Алтая литологически резко отличаются от неогеновых и плейстоценовых образований. Это преимущественно грубые полимиктовые песчано-галечные и гравийные отложения внутригорных моласс, типичный «орогенический комплекс», отражающий основной неотектонический этап создания рельефа Алтая.

Закономерности накопления эоплейстоценового комплекса определяются проявлениями тектонических движений, обуславливающих распределение фаций, состава и мощностей осадков, их распространение по площади и смену в вертикальном направлении.

Геологическая последовательность накопления и распределения фаций эоплейстоценовых отложений наиболее полно отражены в Чуйской

котловине (фиг. 71). Отложения кызылгирской свиты нижнего эоплейстоцена развиты преимущественно в ее центральных частях. Это главным образом озерные осадки, накопление которых как бы наследует неогеновый этап. Однако резкое увеличение их грубости, смена глин и мергелей на грубые пески, алевриты, гравийники фиксируют начало тектонических движений, увеличение сноса обломочного материала в бассейне, сокращение общей площади озерной седиментации. Благодаря этой мощной фазе движений граница между неогеновыми и эоплейстоценовыми отложениями даже в центральных частях впадины достаточно



Фиг. 71. Принципиальная схема распределения фаций эоплейстоценовых отложений в западной части Чуйской впадины.

1 — пролювиальные щебни и галечники; 2 — аллювиальные галечники; 3 — озерные алевриты, глины, строматолиты и известняки; 4 — фауна моллюсков: а — эндемичный азиатский комплекс, б — левантинский комплекс; 5 — фауна млекопитающих; а — *Hipparion* sp. (cf. *Proboscoidipparion*), б — *Rhinoceros* sp.; 6 — рыбы (а), остракоды (б); 7 — границы между свитами; 8 — палеозой

уверенно определяется в скважинах по резкому увеличению грубости и изменению окраски пород — голубовато-серой на бурую.

Отложения кызылгирской свиты по окраинам котловины (реки Чаган-Узун, Кызыл-Чин) представлены преимущественно озерно-дельтовыми и пролювиальными фациями, состоящими из грубых галечников, песков и слабо окатанных гравийников. Такой состав осадков отражает прибрежно-озерные условия, близкое расположение областей поднятий, окружающих котловину, с которых шел снос материала. При этом распределение фаций береговой зоны четко контролируется рельефом побережья: эрозионные долины рек Кызыл-Чин, Ак-Кая, Чаган-Узун являлись путями транспортировки и накопления грубого аллювиально-дельтового материала, в то время как между ними на останцовых массивах прибрежной зоны формировались маломощные озерные отложения, представленные строматолитовыми колониями и горизонтами органогенных известняков.

Климат нижнего эоплейстоцена был умеренно теплый, о чем свидетельствует богатый состав органического мира. Теплые, видимо, проточные и достаточно чистые воды Чуйского озера способствовали развитию многочисленных животных и растительных организмов — рыб, моллюсков, остракод, водорослей. Видимо, можно предположить колебание уровня воды в озере, так как в отложениях свиты отмечается несколько

горизонтов строматолитовых известняков, формировавшихся в весьма мелководных (до 10—20 м глубины) прибрежных условиях. Чередование горизонтов ракушняка со строматолитовыми известняками указывает также на изменение гидрохимического состава вод озера. Известно, что строматолиты могут возникать в слабо осолоненных частях озерного бассейна, которыми временами могли становиться наиболее мелководные участки побережья Чуйского озера. Приуроченность строматолитов к западной окраине котловины, вероятно, может объясняться также повышенной карбонатностью вод этого участка озера, что связано со значительным выносом карбонатов с побережья, сложенного в основном известняками, мраморами и эффузивами синия и девона. Таким образом, по гидрохимическому составу воды Чуйского озера в нижнем эоплейстоцене были гидрокарбонатно-кальциевыми.

Весьма показательна смена комплексов фаун пресноводных моллюсков, приходящаяся на самое начало эоплейстоцена. «Восточноазиатский» комплекс видов, господствовавший на протяжении всего неогена, в низах эоплейстоцена дает резкую вспышку эндемичных форм и уступает место европейскому левантинскому комплексу моллюсков. Такая смена, несомненно, связана с изменением общей палеогеографической обстановки и вероятным прекращением связи Чуйского озера с монгольскими озерами.

Характер отложений бекенской свиты среднего эоплейстоцена указывает на дальнейшее усиление тектонических движений. В прибортовых участках Чуйской котловины в разрезе свиты резко увеличивается роль грубых пролювиальных и аллювиальных фаций. Галечно-гравийные прослои встречаются все чаще среди озерных песков и алевролитов. Лишь в центральных частях котловины сохраняются озерные условия, накапливаются алевролитовые и песчаные осадки. Весьма показательное изменение мощностей свиты: по окраинам впадины, у подножий интенсивно поднимающихся горных хребтов они достигают 70—100 м, а в ее центральных частях сокращаются до 15—25 м. Это определяется изменением фаций осадков от грубых пролювиально-аллювиальных вблизи бортов к мелко-обломочным озерным в центральных частях впадины.

Климатические условия среднего эоплейстоцена были несколько иными по сравнению с нижним эоплейстоценом, что нашло отражение в составе растительности и озерной фауны. На смену богатому левантинскому комплексу моллюсков приходит обедненный комплекс, состоящий из угнетенных форм, резко обедняется состав ихтиофауны. Состав растительности также испытывает изменения: на смену преимущественно лесным смешанным хвойно-лиственным ассоциациям приходят степные ассоциации. О некотором усилении аридности климата и изменении гидрохимического состава вод Чуйского озера свидетельствует также заглупованность озерных и пролювиальных отложений по южному склону Курайского хребта в Чуйской котловине.

Отложения башкауской свиты верхнего эоплейстоцена в Чуйской котловине накапливались в различных структурно-геоморфологических условиях, что нашло отражение в их составе и фациях. Вдоль южного подножия Курайского хребта формировались мощные пролювиальные шлейфы, состоящие из грубых брекчий, рыхлых конгломератов, галечников. Их несогласное напластование, неоднократная смена минералогическо-петрографического состава обломочного материала указывают на дифференцированные тектонические движения во время накопления осадков. Значительные мощности (до 250—300 м) и резко грубый состав отложений свидетельствуют о больших амплитудах вертикальных перемещений вдоль южного борта Курайского хребта. Видимо, во время этих движений были смяты в складки и разорваны сами эоплейстоценовые отложения, включая отложения башкауской свиты.

В центральных частях Чуйской котловины преобладают аллювиальные фации — галечники, гравийники, пески. Их мощности составляют всего 10—15 м. По южной окраине котловины преобладают аллювиально-пролювиальные фации отложений сравнительно небольшой (15—25 м) мощности, что указывает на меньшие и постепенные поднятия прилегающих частей хребтов.

Отложения верхнего эоплейстоцена в других районах Юго-Восточного Алтая представлены преимущественно грубыми галечниками пролювиального и аллювиального типа. Первые развиты у подножий хребтов Курайского, Шапшальского, Чихачева, вторые — в эрозионных долинах рек.

На примере Чуйской котловины можно наметить и общие закономерности накопления осадков эоплейстоцена во времени. Это, во-первых, постепенное поглубение материала снизу вверх по разрезу, смена озерных фаций аллювиальными и пролювиальными, захватывающими все большие площади впадины. Происходит, таким образом, постепенное сокращение области озерной седиментации и увеличение роли субаэральных фаций. Это стоит в прямой связи с прогрессивно увеличивающимся ростом гор, с постепенным вовлечением в области поднятий окраинных частей межгорных котловин. Указанная особенность накопления эоплейстоценовых осадков характерна не только для межгорных котловин Алтая. Она отмечается В. В. Поповым (1953) и С. С. Шульцем (1948) для Тянь-Шаня, Н. А. Флоренсовым (1960) для Прибайкалья, а также для других орогенических областей Средней Азии и Южной Сибири.

Во-вторых, распределение фаций эоплейстоценовых отложений очень четко определяется структурно-геоморфологической обстановкой их накопления. В областях поднятий горных хребтов осадки эоплейстоцена не сохранились. Можно предполагать, что в связи с энергичной эрозией поднимающихся структур и постоянным выносом обломочного материала, они и не имели там большого развития. Обломочный материал, выносившийся из гор, откладывался у их подножий, где формировались преимущественно пролювиальные фации осадков большой мощности. Пролувиальные фации особенно широко развиты в местах, где сочленение областей поднятий и относительных погружений имело тектонический характер. Такие грубые осадки типичны для подножия хребтов. Их мощность достигает нескольких десятков, а часто и двух-трех сотен метров. Особенно большое место принадлежит грубым пролювиальным отложениям в зонах совпадения унаследованных и новейших разломов. Аллювиальные фации эоплейстоцена развиты в более стабильных в тектоническом отношении районах, локализуясь по крупным эрозионным долинам рек. Озерные фации эоплейстоцена развиты только в центральных частях межгорных впадин, где имеют сравнительно небольшие мощности.

В-третьих, все эоплейстоценовые отложения в своем составе содержат большое количество выветрелого обломочного материала. Это связано, в первую очередь, с разрушением и сносом рыхлых продуктов донеогеновой коры выветривания из областей поднятий. Как правило, большее количество выветрелого материала приурочено к нижним частям разреза эоплейстоценовых отложений, что определяется меньшей расчлененностью рельефа того времени. Однако количество выветрелого материала в отложениях зависит и от геоморфологического положения области осадконакопления. Так, по южному подножию Курайского хребта выветрелый обломочный материал в сравнительно небольшом количестве приурочен к двум нижним свитам эоплейстоцена, в то время как пролювиальные отложения верхов эоплейстоцена почти его не содержат. На северном склоне того же хребта, в долине р. Кубадру, аллю-

виальные и пролювиальные отложения верхнего эоплейстоцена имеют до 25—35% выветрелого материала. Это связано с тем, что южный склон хребта представлял собой крутой, все время обновлявшийся тектонический уступ, с которого рыхлый материал коры выветривания был снесен в самом начале поднятий, а северный склон хребта имел вид слабо наклонного к Улаганской котловине плато, на котором продукты выветривания сохранялись долгое время из-за его слабой расчлененности.

В-четвертых, надо отметить, что климатические условия эоплейстоцена были достаточно теплыми и способствовали процессам диагенетического преобразования пород. Отличительной особенностью эоплейстоценовых отложений является их бурая окраска, связанная с повышенным содержанием окислов железа. Последние происходят из рыхлого материала коры выветривания, который в весьма значительном количестве присутствует в эоплейстоценовых осадках. Необходимо подчеркнуть, что подобная равномерная ожелезненность и буроцветность толщ связана преимущественно с аллювиальными и пролювиальными фациями осадков. При переходе отложений эоплейстоцена в субаквальные озерные фации их окраска становится желтовато-серой, в связи с присутствием закисного железа, белесоватой, что связано с карбонатностью толщ. Лишь прослои грубообломочных пород сохраняют свои бурые тона и в озерных отложениях.

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ЭТАП ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Принято считать, что тектонические движения плейстоцена отличались, видимо, несколько меньшей активностью по сравнению с эоплейстоценовыми. При этом предположении исходят из анализа мощностей пролювиальных фаций и их грубости, сравнения непосредственных перемещений по разломам, разделяющих котловины и впадины и т. д. Однако, учитывая разную продолжительность эоплейстоценового и плейстоценового неотектонических этапов и их примерное соотношение по времени 3 : 1, можно сделать заключение о весьма значительных неотектонических движениях в плейстоцене.

В плейстоцене происходит дальнейшее развитие созданных в предшествующий этап новейших морфоструктур, их окончательное оформление. В этом отношении плейстоценовые деформации полностью наследуют план и характер движений предшествующего этапа, являясь его непосредственным продолжением и завершением.

В плейстоцене на фоне продолжающегося общего поднятия территории наиболее характерны движения по разломам, ограничивающим крупные морфоструктуры, в зонах сопряжения хребтов и впадин. Такой характер движений плейстоцена особо подчеркивался В. А. Обручевым (1915) и В. П. Нехорошевым (1959), приводившими многие примеры разрывных нарушений. Многочисленные молодые разломы, смещающие плейстоценовые отложения, отмечаются нами вдоль Шапшальского, Курайского, Южно-Чуйского и других разломов.

Как было показано выше, кайнозойские дислокации сохранили общий северо-западный структурный план, наметившийся еще в верхнем палеозое. Формирование структур представляет собой логическое развитие тектонических форм, последовательно наследующих основные черты предшествующего этапа. Лишь в эоплейстоцене намечается качественное изменение плана, проявление новых субширотных направлений деформаций. Плейстоценовые же тектонические движения наследуют характер и план эоплейстоценовых движений.

Однако в одной из последних работ Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1961) указывают на новый план плейстоценовых деформаций.

Они выделяют область поднятий субмеридионального направления, охватывающую «Чулышманское плоскогорье, хребты Чихачева, Шапшал, Курайский, частично Чуйскую степь и т. д. Возможно, продолжением этой грандиозной волны в северном направлении служит область недавних, также меридиональных, поднятий Кузнецкого Алатау. По бокам свода, обрамляя его, развиваются крупные разрывные дислокации. Более изучена западная зона разрывов. В ее состав входит грабен Телецкого озера, разломы Кубадру, Чайбек-Куля, Чибитки и т. д. Восточная зона разломов, очевидно, проходит вдоль западного подножия Шапшальского хребта» (стр. 209).

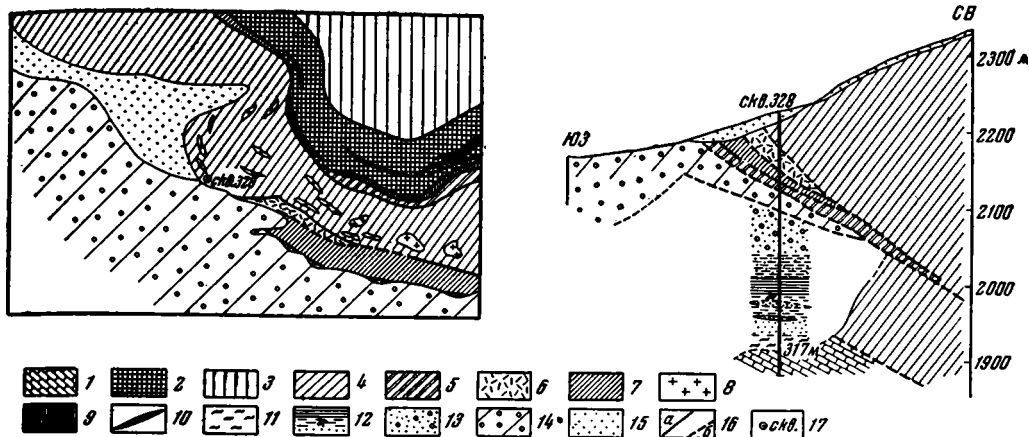
Авторы придают весьма большое значение описанной субмеридиональной зоне поднятий и связывают с плейстоценовыми движениями этого направления значительные орографические изменения, в частности: заложение впадины Телецкого озера, усиленный рост хр. Чихачева (что привело к прекращению восточного монгольского стока из Чуйской котловины), перераспределение высот хребтов, вызвавшее несовпадение центров максимального и постмаксимального оледенений.

Необходимо отметить, что приводимая Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец аргументация существования этой меридиональной зоны поднятий мало обоснована. Примеры приведенных разломов не только не обрисовывают какую-то единую морфоструктуру поднятия, но относятся вообще к различным морфоструктурам, что видно из анализа их распространения. Так, «грабен Телецкого озера» находится на северном продолжении Чулышманской зоны разломов, «разломы Кубадру» имеют субширотную и северо-восточную ориентировку, ограничивая южный край Улаганской котловины, деформация же по р. Чибитке и оз. Чейбек-Кулю входят в систему разломов Курайской тектонической зоны.

Среди движений плейстоценового времени рядом исследователей выделяются отдельные тектонические фазы, относящиеся к доледниковому, межледниковому и послеледниковому времени, устанавливаемые по соотношению нарушений и соответствующих ледниковых горизонтов (Нехорошев, 1958, 1959, Лунгерсгаузен, Раковец, 1961). Указанный метод определения возраста отдельных фаз по соотношению с ледниковыми горизонтами не является, строго говоря, вполне точным, поскольку тектонические движения, несомненно, происходили и во время самих оледенений. Поэтому эти фазы, по нашему мнению, лучше датировать по общей геохронологической шкале, не связывая их с проявлением ледниковых процессов.

Внутри плейстоценового этапа можно наметить две фазы движений: нижнеплейстоценовую и верхнеплейстоценовую. Кроме того, выделяется еще голоценовая фаза.

К проявлениям первой фазы следует отнести активные подвижки вдоль Курайской тектонической зоны. Особенно показательны дислокации в районе Акташа, где субширотно ориентированный Курайский разлом принимает северо-западное направление. В структурно-тектоническом отношении этот район представляет собой сложную систему палеозойских надвигов, плоскости которых падают на северо-восток. В этом районе еще в 1939 г. А. С. Мухиным и В. А. Кузнецовым был описан надвиг силурийских известняков на морену максимального оледенения. Однако в ряде последующих работ (Москвитин, 1946; Щукина, 1953) этот факт стал оспариваться, причем выдвигались мнения, что известняки представляют собой крупную оползшую глыбу. Полученные в последние годы материалы подтверждают существование этого молодого надвига. По данным П. М. Бондаренко и В. П. Бурлакина, скважина, пробуренная в 1959 г. в зоне «южного надвига», показала, что после 130 м висячего крыла, пройденных с поверхности по делювию известняков (интервал 0,0—17,0 м), дробленным известнякам и песчани-



Фиг. 72. Схема геологического строения района акташского надвига и разрез скв. 328 (составлена по материалам П. М. Бондаренко и В. П. Бурлакина).

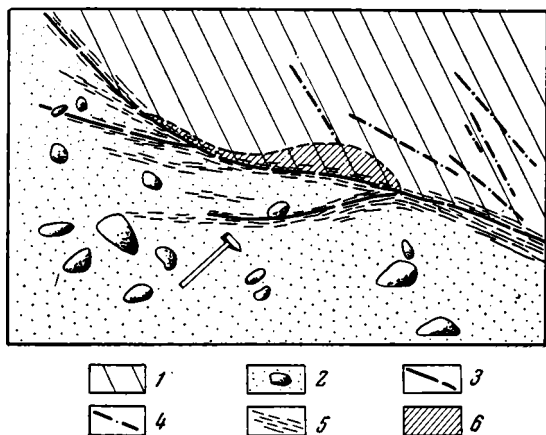
1 — известняки и мраморы баратальской свиты (Sn br); 2 — известковистые песчаники и эффузивы нижней подсвиты каимской свиты ($Cm_2 km^a$); 3 — известняки и метаморфические сланцы верхней подсвиты каимской свиты ($Cm_2 km^b$); 4 — песчаники и сланцы нижней подсвиты курайской свиты ($Cm_2 Q_1^a$); 5 — аркозовые песчаники верхней подсвиты курайской свиты ($Cm_2 Q_1^b$); 6 — порфириды и туфы (D_2); 7 — глинистые и углистые сланцы (C_2-s); 8 — граниты и гранодиориты (γ); 9 — зоны серпентинизации; 10 — тела ультраосновных пород (ΣCm_2); 11 — желто-бурые глины с выветрелой щебенкой подстилающих пород (кора выветривания, Pg?); 12 — песчано-глинистые озерные отложения с обугленной древесиной (N_{1-s}); 13 — бурые ожелезненные галечники ($Q_1?$); 14 — галечники с крупными валунами гранитов и метаморфических пород ($Q_2 gl?$); 15 — щебнистые пески делювиального типа (Q_2-dl); 16 — линии тектонических нарушений: а — установленные, б — предполагаемые; 17 — устье скважины

кам кембро-ордовика (17,0—42,0 м), порфиридам девона (42,0—75,0 м), перетертым сланцам карбона (74,0—91,0 м) и сильно разрушенным известнякам кембро-ордовика (91,0—130,0 м), залегают рыхлые кайнозойские отложения мощностью 187 м (фиг. 72). По керновому материалу, любезно предоставленному П. М. Бондаренко в наше распоряжение, удалось предположительно расчленить «поднадвиговую» толщу следующим образом (сверху вниз):

	Глубина, м
1. Суглинки серые, гравийные, содержащие свежие окатанные гальки и валуны (до 20 см) гранодиоритов, диоритов, порфиритов, метаморфических сланцев. Порода весьма напоминает морену	130,0—139,0
2. Пески и гравелиты бурые, ожелезненные, с прослоями мелкой выветрелой гальки. Отдельные прослои бурой глины (до 5 м) с редким гравием. Породы сходны с эоплейстоценовыми отложениями	139,0—193,0
3. Глины и алевроиты серовато-голубые, местами с прослоями буроватых песков и мелкогалечных конгломератов. С глубины 245 м извлечен обломок обугленной древесины размером около 5 см. Породы напоминают неогеновые озерные отложения	193,0—280,0
4. Глины бурые, светло-желтовато-бурые, местами ожелезненные, содержащие сильно выветрелую щебенку известняков. Породы сходны с корой выветривания и продуктами ее перетотложения	280,0—317,0
5. Известняки и силлициты баратальской свиты синия	317,0—343,0

Положение устья скв. 328 непосредственно вблизи коренных выходов девона в зоне общей надвиговой структуры, выявленной в палеозойских породах, по мнению В. П. Бурлакина и П. М. Бондаренко, позволяет оценивать горизонтальную амплитуду надвига палеозоя на кайнозойские отложения не менее чем в 200 м.

В 1961 г. по рекомендации В. А. Кузнецова канавами в зоне надвига был вскрыт непосредственный тектонический контакт палеозоя с мореной (фиг. 73). По сообщению П. М. Бондаренко, в расчистке видно, что височный бок надвига представлен сильно измененными, серицитизированными, брекчированными песчаниками и известняками. В зоне надвига (до 5 м) они тонко рассланцованы, превращены в глинисто-щебнистые породы, сильно ожелезнены, местами каолинизированы (?). Плоскость надвига весьма полого ($35-40^\circ$) падает в северо-восточном направлении.



Фиг. 73. Схема строения надвига палеозойских пород на морену максимального оледенения по р. Акташ (рисунок по фото П. М. Бондаренко).

1 — палеозойские породы; 2 — морена; 3 — плоскость надвига; 4 — мелкие разломы в палеозойских породах; 5 — участки «рассланцевания» в морене; 6 — гидротермально измененная тектоническая брекчия палеозойских пород

Поднадвиговая часть представлена мореной, содержащей крупные (до 0,6 м) валуны метаморфических сланцев и гранодиоритов. Морена вблизи самого надвига также брекчирована и рассланцована, в отдельных зонах она приобрела сланцеватую текстуру. Весьма характерно пятнистое ожелезнение моренных суглинков, связанное со слабыми гидротермальными изменениями пород в зоне надвига. По своему характеру и связанному с ним изменению пород этот надвиг весьма похож на надвиг, описанный Т. В. Кировой (1956) и В. П. Нехорошевым (1959) близ с. Усть-Бухтармы на Южном Алтае.

Акташский надвиг геоморфологически выражен в виде уступа, протягивающегося вдоль южного борта Курайского хребта на участке от р. Акташ до р. Ярлы-Амры. Все подножие хребта занято ледниковыми верхнеплейстоценовыми отложениями, которые перекрывают зону надвига. Благодаря этим соотношениям удастся установить, что верхний возрастной предел надвига не может быть моложе нижнего плейстоцена. При его образовании палеозойские породы были надвинуты на рыхлые толщи, выполняющие узкий погребенный грабен, отмечаемый скважинами, пробуренными у подножия хребта.

К востоку вдоль Курайской зоны разлома нижнеплейстоценовые дислокации наблюдаются в Курайской котловине (фиг. 74). Южный борт Курайского хребта здесь имеет ступенчатое строение, созданное в основном в эоплейстоцене. Самую низкую ступень образует отрог Курайского хребта, отделенный от него долиной р. Кызыл-Таш. Он представляет собой горстовый выступ, сложенный карбонowymi отложениями — «карбонный горст». Его края обрываются прямолинейными уступами высотой до 300 м. Северо-западным продолжением этой структуры служат два невысоких массива между реками Курай-Арталук и Арталук-Таджилу. Весьма активными были движения по северному ограничивающему горст взбросовому уступу. В результате этих движений морена нижнеплейстоценового максимального оледенения была разорвана и поднята примерно на 50 м. Этим же взбросом были разорваны также синхронные ей флювиогляциальные отложения террасы на междуречье рек Курай и Кызыл-Таш. Амплитуда нарушения вдоль террасы увеличивается к во-

стоку, что отражается в изменении высоты тектонического уступа террасы от 2—3 до 15 м. К северу от разлома находится тектоническое понижение, в котором нижнеплейстоценовая морена перекрыта верхнеплейстоценовыми отложениями. Этот узкий грабен на востоке частично используется р. Кызыл-Таш, а между реками Курай и Таджилу он представляет собой пониженный участок рельефа. Верхнеплейстоценовые флювиогляциальные террасы в плане как бы «обтекают» этот горстовый выступ, приспособляясь к нему. Также характерно, что пойма рек Курай и Кызыл-Таш перед уступом резко расширяется до 150—200 м и представляет собой ровное заболоченное пространство, а в месте пересечения тектонического уступа долины рек сужаются и их пойма почти не выражена.

Указанные соотношения разлома и плейстоценовых осадков позволяют датировать время проявления наиболее активных подвижек по разлому нижним — началом верхнего плейстоцена. Эти подвижки продолжаются вплоть до настоящего времени.

Другим примером нижнеплейстоценовых дислокаций являются разрывы пролювиальных конусов выноса по юго-восточному борту впадины. Эти конусы оказываются оторванными от своих вершин в долинах рек Арыджан, Балтырган, выходящих из гор. Они отделены от хребта узким тектоническим понижением — грабеном. К северо-западу от этого понижения, занятого верхнеплейстоценовыми отложениями, расположены взброшенные по разлому пролювиальные конусы, сложенные галечниковыми отложениями, в составе которых присутствует обломочный материал, вынесенный из верховьев рек Арыджан и Балтырган. Тектонический уступ, обрывающий эти шлейфы и обращенный в сторону хребта, прямолинеен и достигает высоты от 100 до 140 м. Пролувиальные галечники, обнажающиеся вдоль него, сцементированы в крепкие конгломераты карбонатным цементом. Озерные верхнеплейстоценовые террасы опоясывают взброшенные конусы, тем самым показывая, что движения по разлому закончились до их образования.

Довольно отчетливо выражены нижнеплейстоценовые дислокации в низовьях р. Чаган-Узун, в Чуйской котловине. Здесь поперек долины реки в северо-западном направлении вытянуто Кызылчинское поднятие, совпадающее с кызылчинским горстовым выступом девонских пород. Нижнеплейстоценовые ледниковые и флювиогляциальные осадки, покрывающие это поднятие, сохранились в настоящее время лишь на плосковерхих останцах, расчлененных глубоко врезанными долинами рек Кызыл-Чин, Чаган-Узун и их притоков. Верхнеплейстоценовые отложения слагают низкие флювиогляциальные террасы, вложенные в эти эрозионные долины, прорезающие поднятие. Геоморфологическое положение покрова нижнеплейстоценовых ледниковых и флювиогляциальных галечников показывает, что они испытывают изгибание, приобретая форму пологого свода молодого поднятия. Северное крыло свода разбито тремя продольными сбросами, протягивающимися субширотно поперек долины р. Чаган-Узун. Один из разломов выражен в виде уступа, проходящего севернее высоты с отметкой 1992,2 м. Высота уступа, а следовательно, и смещение по разлому увеличиваются на восток к долине р. Чуи от 5—10 до 35—40 м. К северу от уступа на правом берегу долины р. Чаган-Узун покров нижнеплейстоценовых галечников лежит метров на 20—25 ниже. Еще севернее описанной линии молодого сброса выражена вторая тектоническая ступень, северный край которой также имеет вид денудационного уступа. На его простирании на междуречье рек Чаган-Узун и Кызыл-Чин ему соответствует тектонический ров, выраженный в коренных породах. На левом берегу долины р. Кызыл-Чин западное продолжение этого разлома проходит по нижнеплейстоценовому пролювиальному конусу, в поперечном обнажении которого видно

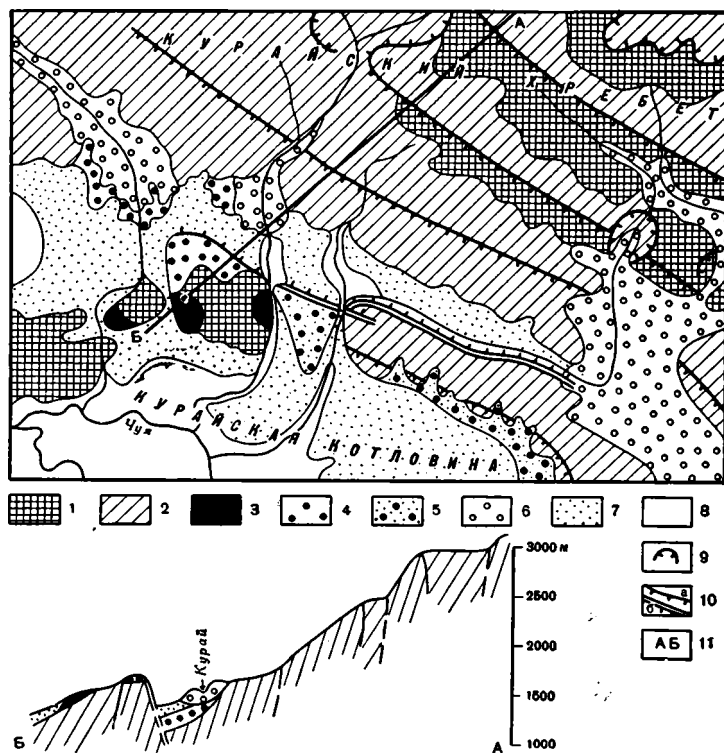
вертикальное смещение галечниковых прослоев и пачек. Кроме того, зона молодого разлома протягивается вдоль низовьев долин рек Кызыл-Чин и Чаган-Узун. Ему соответствует в рельефе узкая депрессия, выполненная на 75—90 м рыхлыми отложениями, что фиксируется вертикальным электроразведыванием.

Анализ положения нижнеплейстоценовых галечников на описанном своде, а также глубина расчленяющего его эрозионного вреза позволяют оценить вертикальную амплитуду поднятия в его осевой части не менее, чем в 200—250 м за нижнеплейстоценовое время. Примерно такая же величина поднятия этой молодой структуры получается из анализа гипсометрического положения горизонта строматолитовых известняков кызылгирской свиты, которые в момент образования (в нижнем эоплейстоцене) находились на одном уровне, точно фиксируя прибрежную часть бассейна. В настоящее время на левобережье р. Чуи (северное крыло свода) они встречаются на абсолютной высоте 1820 м, на междуречье рек Кызыл-Чин и Чаган-Узун и правобережье р. Чаган-Узун (осевая часть свода) — 1900—1950 м, на левом берегу Кызыл-Чина — 2040 м. Описанная сводовая структура продолжает интенсивно расти и в настоящее время, что подчеркивается оврагами и рытвинами, пересекающими ее склоны, особенно в месте восточного периклинального погружения.

Особенно широко развиты нижнеплейстоценовые дислокации по южному подножию Курайского хребта в Чуйской котловине (фиг. 75). К ним относятся пологие (15—20°) складки и моноклинальные структуры (35—40°) в эоплейстоценовых отложениях (реки Туерык, Бекен), а также разрывы эоплейстоценовых галечников со взбросами на 100—200 м (верховья р. Джаган-Терек и др.).

Весьма эффектны новейшие дислокации, в которых принимают участие нижнеплейстоценовые пролювиальные отложения. Так, на некотором расстоянии от палеозойского тектонического борта Курайского хребта под острым углом к нему протягивается разлом, к югу от которого пролювиальные нижнеплейстоценовые отложения вздернуты вверх. Они слагают систему гряд (высота 2135,5 м — бугры Бигдон — высота 1986,2 м) с крутым прямолинейным северным склоном, совпадающим с этим молодым разломом. Высота уступа колеблется от 60 до 100 м. Между палеозойским бортом хребта и полосой этих возвышенностей вытянут неширокий грабен, заполненный верхнеплейстоценовыми пролювиальными конусами. Эти молодые конусы упираются в крутые склоны возвышенностей, сложенных нижнеплейстоценовым пролювием. Таким образом, нижнеплейстоценовые пролювиальные отложения оказываются «оторванными» от вершин своих конусов, остатки которых видны кое-где на склонах Курайского хребта. Нижнеплейстоценовые конусы пролювия, как и в Курайской котловине, террасированы небольшими озерно-абразионными уступами, связанными с верхнеплейстоценовым приледниковым озером. Таким образом, время этих молодых разрывов достаточно четко фиксируется концом нижнего плейстоцена. Вертикальная амплитуда нижнеплейстоценовых перемещений по разлому не определена, поскольку неизвестно положение подошвы нижнеплейстоценовых отложений на поднятии и в прогибе, но общая амплитуда перемещения за неоген-четвертичное время определяется по разности отметок подошвы кайнозойских отложений и составляет, по данным Б. А. Алексеенко, около 180 м.

Все молодые нарушения плейстоценовых отложений связаны с движениями раздробленного палеозойского основания в зоне сочленения Курайского хребта с Чуйской и Курайской котловинами. Перемещение жестких глыб по разломам вызывает образование разрывов в покрывающей рыхлой толще неогена и антропогена, дает сложное сочетание молодых грабенов и горстов, «живущих» до настоящего времени.



Фиг. 74. Схематическая геоморфологическая карта, отражающая новейшую тектонику северного борта Курайской впадины:

1 — денудационный рельеф донеогеновой поверхности выравнивания; 2 — эрозийный эоплейстоценовый рельеф склонов хребта; 3 — палеогеновые и неогеновые отложения; 4 — нижнеплейстоценовая морена максимального оледенения; 5 — нижнеплейстоценовые флювиогляциальные террасы; 6 — верхнеплейстоценовая морена первого постмаксимального оледенения; 7 — верхнеплейстоценовые аллювиальные террасы; 8 — голоценовые пойменные отложения; 9 — кары и цирки; 10 — линии тектонических нарушений, проявившиеся: а — в кайнозое (до плейстоцена), б — в плейстоцене; 11 — линия профиля

Нижнеплейстоценовая фаза новейших движений на Алтае фиксируется и в ряде других районов. Работы Л. Н. Ивановского (1956) и З. А. Титовой (1957) посвящены анализу продольных профилей речных долин рек Чуи и Аргута в разных тектонических структурах. Авторы описывают деформации речных террас, их «расщепление», увеличение высоты, появление цоколя при пересечении реками поднимающихся блоков; с другой стороны — уменьшение их высоты, увеличение мощности аллювиальных отложений в местах тектонических депрессий. Амплитуда плейстоценовых дислокаций террас оценивается от десятков до 150—200 м.

Вторая фаза тектонических движений приходится на верхний плейстоцен. Движения этого времени по своему характеру и по масштабам, видимо, не отличались от движений предшествующей фазы. Происходит дальнейшее развитие в основном разрывных дислокаций, приуроченных к крупным неотектоническим зонам разломов. Продолжаются движения в Курайской зоне, которые достаточно четко запечатлены в деформациях верхнеплейстоценовых озерных террас, что отмечалось ранее Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1961) и нами (1962). Разновысотное положение озерных «линий», наблюдаемое по южным и северным бортам Чуйской и Курайской котловин, позволяет оценить поднятие

Курайского хребта по сравнению с южными окраинами котловин в 100—200 м. Это видно из приводимого ниже сопоставления их абсолютных высотных отметок (в м):

Чуйская котловина

Северный борт:	Южный борт:
Река Туерык — 2200	Урочище Пинк — 2100
Урочище Бекен — 2180—2200	Водораздел между реками Тархата и Кок-Узек — 2080—2100
Река Табошак — 2140—2160	
Урочище Кок-Саир — 2140—2160	Урочище Чаган-Бургазы — 2100—2120
Река Казыл-Шин — 2240	» М. Саргобо — 2100
Урочище Чолтулак — 2080	

Курайская котловина

Северный борт:	Южный борт:
Река Арталук — 1850	Река Тёте — 1650
» Курай — 1830	» Балтырган — 1740
» Кызыл-Таш — 1900—1950	
Водораздел между реками Кызыл-Таш и Тытыгем — 1950	

Озерные террасы и абразионные линии также имеют достаточно четко видимые наклоны и изгибы. В Курайской котловине на ее северном склоне между реками Кызыл-Таш и Тытыгем они наклонены на запад до 3—4°. По юго-восточной периферии Чуйской котловины в урочищах Чаган-Бургазы и Уландрык озерные линии наклонены также на запад. Вблизи устья р. Кызыл-Шин озерные террасы обрисовывают пологую куполовидную антиклиналь с наклоном озерных террас на ее крыльях в 2—3°. Подобные величины деформаций озерных террас наблюдались нами и в Джулукульской котловине вблизи оз. Ак-Куль.

Весьма активными были верхнеплейстоценовые движения на западном участке Курайской зоны в районе ущелья Чибитки и озер Чейбек-Куль и Сарулу-Куль. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1961) здесь отмечают разрывные нарушения северо-западного и субширотного направления, смещающие нижнеплейстоценовые пролювиальные шлейфы и экзарационные рытвины времени максимального оледенения. На северо-западном продолжении Курайской зоны расположены узкие тектонические грабены озер Кок-Куль и Ош-Куль.

По южной окраине Улаганской впадины верхнеплейстоценовые движения проявились по тектоническим линиям, заложенным еще в эоплейстоцене. Особенно показательна в этом отношении долина р. Кубадру, где Е. Н. Шукина (1953) отмечала четко выраженный уступ, проходящий по левому борту долины, вдоль которого отложение нижнего и верхнего плейстоцена залегают на разных высотных уровнях. Такое разновысотное положение разновозрастных отложений Е. Н. Шукина объясняла эрозийным размывом, предшествующим накоплению верхнеплейстоценового ледникового комплекса. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1961) установили, что этот уступ образован сбросом, сместившим нижнеплейстоценовые и верхнеплейстоценовые ледниковые толщи. Этот сброс проходит по левому борту долины, примерно параллельно ей. К северу от него кровля эоплейстоценовых галечников фиксируется на высоте 65—70 м над руслом реки, к югу на высоте всего 5—6 м. В обоих случаях над эоплейстоценовыми отложениями залегает пачка нижнеплейстоценовых флювиогляциальных валунников (7—10 м), затем ленточные глины с конкрециями (3—6 м) и морена верхнеплейстоценового



Фиг. 75. Моноклиальное падение (35—40°) отложений бекенской свиты эоплейстоцена в верховьях р. Туерык у южного склона Курайского хребта

оледенения (до 15 м). Повторение пачек отложений, лежащих на разновысотных цоколях эоплейстоцена по обе стороны от разлома, не оставляет сомнения в их одновозрастности. Поэтому амплитуда сброса определяется по разности высот цоколя эоплейстоценовых отложений и составляет 60—65 м.

Довольно выразительны были верхнеплейстоценовые дислокации, наблюдаемые вдоль Шапшальской зоны разломов (фиг. 76). В верховьях долина р. Сайгоныш на участке от г. Трехглавой до устья р. Онгураш совпадает с направлением Шапшальского разлома. На этом участке она врезана метров на 250—300 в широкую ледниковую ложбину, покрытую мореной первого постмаксимального верхнеплейстоценового оледенения. Правая часть ложбины, примыкающая к Шапшальскому хребту, приподнята по системе продольных взбросов над левой частью на 100—150 м. Все склоны тектонических уступов покрыты грубообломочными обвальными и осыпными брекчиями с включением крупных валунов ледникового происхождения. Брекчии сцементированы железисто-карбонатным материалом в очень крепкую, почти не поддающуюся молотку породу и пронизаны кальцитовыми жилами (фиг. 77). Видимо, в момент

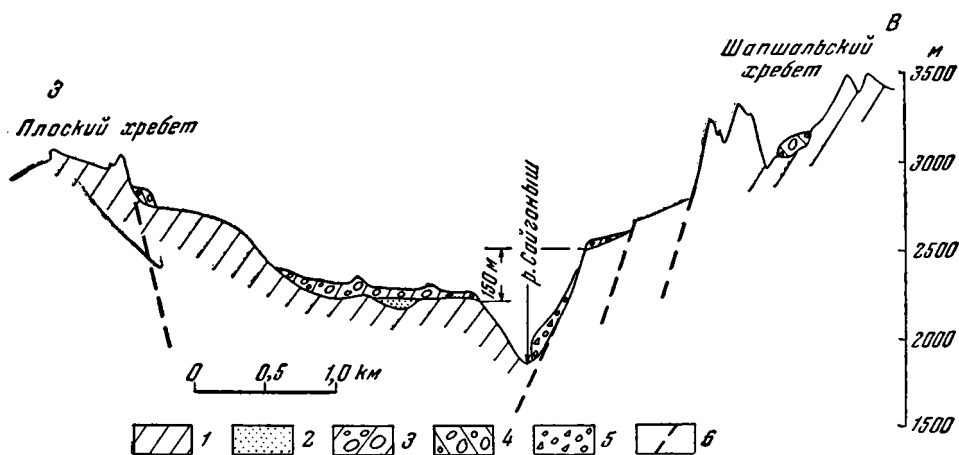
оживления разломов по ним функционировали минерализованные гидротермы. Осыпные брекчии, подобные описанным, отмечаются вдоль Шапшальского разлома также по рекам Боошкан, Кызыл-Кочко, Сокты-Озек, Каргы.

Современные тектонические движения выражаются в значительной сейсмичности Горного и особенно Юго-Восточного Алтая. До настоящего времени о сейсмичности юго-восточной части Алтая известно весьма немного, так как сейсмических станций на его территории не было. Лишь наиболее крупные (6—8 баллов) землетрясения фиксировались сетью стационарных станций СССР. Эти данные по землетрясениям Алтая были систематизированы Р. И. Ховановой (1961). Наиболее полные сведения содержатся в работе С. И. Массарского и Ф. С. Моисеенко (1962). Они указывают, что сейсмичность Горного Алтая весьма высока, так как всего за 8 месяцев временными сейсмическими станциями было зарегистрировано около 60 землетрясений разной силы. Сильнейшие из этих землетрясений приурочены к территории Юго-Восточного Алтая, где фиксируются толчки до 7—8 баллов. В. П. Солоненко (1959) отнес прилегающие районы Монголии к областям, в которых землетрясения достигают 7—9 баллов.

С. И. Массарский и Ф. С. Моисеенко (1962) выделяют на Юго-Восточном Алтае две эпицентральных зоны: Шапшальскую, весьма насыщенную эпицентрами сильных и слабых землетрясений с магнитудой до 6,5, и Чуйскую, где имеются макросейсмические данные о землетрясениях в 5—6 магнитуд. Эпицентры всех известных землетрясений приведены на схеме новейшей тектоники Юго-Восточного Алтая (см. фиг. 63).

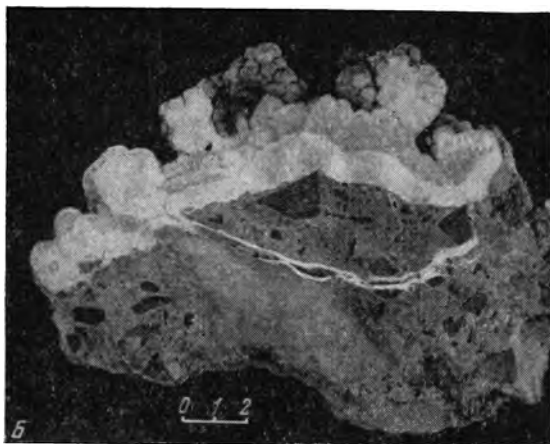
При сопоставлении карты эпицентров землетрясений с палеозойской структурой территории устанавливается, что они не имеют полной связи с ней. Наиболее ярко эта связь проявляется с новейшими морфоструктурами региона.

Наиболее сильные землетрясения приурочены к областям сочленения структур молодых поднятий и опусканий, особенно в местах, где новейшие разломы секут древние глубинные (Шапшальский и Чуйский) разломы под углом или частично совпадают с ними. Эпицентры землетрясений приурочены к новейшим разломам, подвижки по которым продол-



Фиг. 76. Разрывные верхнеплейстоценовые дислокации по р. Сайгоньш.

1 — палеозой; 2 — неоген (?); 3 — морена первого постмаксимального оледенения ($Q_3^2 gl$); 4 — морена второго постмаксимального оледенения ($Q_3^4 gl$); 5 — пролювиально-осыпные отложения ($Q_3^{3-4} pr$); 6 — разрывные нарушения



Фиг. 77. Обнажение верхнелейстоценовой¹ пролювиальной брекчии у подножия тектонического уступа Шапшальского хребта:

А — валун из ледниковых отложений, захваченный пролювием; Б — характер кальцитовых натеков и жил в пролювиальной брекчии

жались в плейстоцене и проявляются сейчас. Наибольшая интенсивность сейсмоявлений наблюдается там, где новейшие разломы выражены морфологически в виде тектонических уступов и т. д. Геоморфологическими признаками недавних землетрясений являются оползни и обвалы, широко распространенные на денудационно-тектонических склонах хребтов. Особенно показателен в этом отношении южный склон Курайского хребта, вдоль которого развиваются современные крупные (до 2—3 км) оползни и обвалы. Местами (правобережье р. Туерык) в рельефе выражены сейсмо-тектонические рвы длиной до 0,2—0,5 км, шириной 25—30 м и глубиной до 10—15 м, секущие современные осыпи и пролювиальные шлейфы.

Приведенные данные по сейсмичности показывают, что новейшие тектонические структуры Юго-Восточного Алтая продолжают свое формирование и в настоящее время. О прогибании котловин свидетельствует широкое развитие в них озерных и пойменных фаций аллювиальных отложений. Голоценовые осадки приурочены к наиболее прогнутым частям котловин, характеризующихся максимальными мощностями кайнозоя. Это хорошо видно из сравнения площадей распространения голоценовых отложений и глубины залегания палеозойского основания в Чуйской котловине (см. фиг. 71).

Таким образом, можно сделать заключение, что плейстоценовый неотектонический этап отличался достаточно активными движениями. Они имели общий восходящий характер, но были дифференцированными для разных районов. Особенно значительными и яркими были перемещения по разломам с нарушением залегания плейстоценовых осадков в зонах сочленения горных хребтов и котловин. Хребты испытывали постоянное поднятие, впадины же несколько запаздывали в поднятии, испытывая относительное прогибание.

Приведенные факты не позволяют согласиться с мнением Н. А. Ефимцева о том, что «тектонические движения этого времени (плейстоцена,—

Е. Д.) были мало дифференцированными и носили по преимуществу характер общих сводовых поднятий крупных регионов» (1961, стр. 127). Приводимая им ссылка на то, что признаки разрывных нарушений этого времени не были обнаружены, не может, конечно, являться доказательством отсутствия этих нарушений. Кроме того, на основании контрастного типа накоплений эоплейстоценовых и нижнеплейстоценовых осадков в пределах впадин и их окраин Н. А. Ефимцев даже делает вывод о заметных относительных опусканиях всей территории Алтая и Саян в начале плейстоцена, что противоречит всему описанному ходу неотектонического развития этих регионов. Как показывает Н. А. Ефимцев, «наложенный характер аллювия наблюдается преимущественно в периферических частях хребтов», из чего, естественно, должен следовать вывод о дифференцированном характере движений плейстоцена — поднятии хребтов и относительном погружении впадин, а не об общем погружении всей территории.

Описанный характер проявления тектонических движений в эоплейстоцене и плейстоцене определил основные закономерности плейстоценового осадконакопления. Это в первую очередь касается распределения отложений ледникового комплекса.

Нижнеплейстоценовое оледенение развивалось в условиях достаточно расчлененного рельефа, и, хотя мы находим его следы лишь по периферии области распространения последующего верхнеплейстоценового оледенения, можно предполагать их близкую морфологию. Поэтому для выяснения связи оледенения с новейшими структурами обратимся к верхнеплейстоценовому оледенению.

Во-первых, разнообразие морфологических типов верхнеплейстоценового оледенения, и, следовательно, распространения, состава и соотношения ледниковых, флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений полностью определяется оротектоническими и климатическими условиями. Для областей максимальных поднятий, совпадающих с осевыми частями горных хребтов и массивов, характерен горно-долинный, альпийский тип оледенения, широкое развитие экзарационных форм и малые мощности ледниковых отложений. Плоскогорья и плато, где широко сохранился реликтовый эрозионно-денудационный рельеф донеогеновой поверхности выравнивания, отличаются слабым эрозионным расчленением. Испытывая поднятия в течение всего плейстоцена, они явились районами развития покровного оледенения, давшего значительные мощности и разнообразие осадков ледникового комплекса. У подножия высокогорных хребтов, в районе сочленения их с относительно прогибающимися котловинами, широкое распространение получили ледники подножия, оставившие мощные накопления конечных предгорных морен, флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения. Весьма своеобразную форму ледоемов древнее оледенение принимало в некоторых межгорных котловинах (Джулукульская, Улаганская, Сайгонышская и др.), которые в результате общего поднятия территории были приподняты на высоту более 2000 м. Значительные мощности ледниковых осадков, разнообразие и обилие внутриледниковых флювиогляциальных и озерно-ледниковых осадков, связанных с деградацией оледенения, являются специфическими чертами этих районов.

Во-вторых, внеледниковые районы Юго-Восточного Алтая в нижнем и верхнем плейстоцене имели принципиально другой тип осадконакопления, достаточно четко отражающий неотектонические движения. Области поднятий характеризуются развитием интенсивных процессов нивации, физического выветривания коренных пород, приводящих к образованию грубого щебнисто-глыбового эллювия. На склонах горных хребтов, особенно там, где они примыкают к котловинам, преобладающим развитием пользуются склоновые процессы и идет накопление пролюви-

альных толщ значительной мощности, образующих слившиеся конусы выноса и шлейфы подножий.

Накопление этих пролювиальных толщ было теснейшим образом связано с приразломными частями впадин и четко контролировалось разнонаправленными движениями отдельных блоков докайнозойского основания. В этом отношении весьма показателен северный прибортовой участок Чуйской котловины, состоящий из отдельных, вытянутых вдоль борта Курайского хребта горстовых выступов-форбергов и грабенов, ограниченных разломами. Эоплейстоценовые и нижнеплейстоценовые пролювиальные отложения в пределах поднятых блоков оказались наверху, а в опущенных они были погребены под верхнеплейстоценовыми пролювиальными конусами. Таким образом, распределение верхнеплейстоценовых пролювиальных отложений по площади четко определяется соотношением их с разными блоками. В опущенных блоках пролювиальные конусы плоские, слившиеся между собой, они упираются в крутые уступы поднятых блоков, которые прорезаются долинами рек с вложенной серией аллювиально-пролювиальных террас.

Таким образом, выясняется различие в накоплении нижнеплейстоценового и верхнеплейстоценового пролювия. Первый формировал сплошные слившиеся шлейфы, единым чехлом покрывавшие подножия Курайского и Шапшальского хребтов. С образованием разнонаправленных блоковых структур верхнеплейстоценовый пролювий стал локализоваться в межблоковых депрессиях и в долинах рек, прорезающих горстовые выступы, имея в разных структурах разный тип накопления — «наложенный» и «вложенный».

Описанные закономерности строения и распределения пролювиальных отложений аналогичны тем, которые впервые выделил и описал В. В. Попов (1953) для Иссык-Кульской и других впадин Северного Тянь-Шаня. Таким образом, закономерности накопления пролювиальных (молассовых) отложений являются, видимо, общими для межгорных впадин орогенических областей Алтая и Средней Азии.

Межгорные Чуйская и Курайская котловины в результате ледникового подпруживания долины р. Чуи во время оледенения были превращены в крупные приледниковые озера. Их существование отразилось в террасированности и некоторой переработке рыхлых отложений всех других генетических типов, оказавшихся ниже уровня озера. В результате были сформированы своеобразные озерные отложения, отличающиеся достаточной грубостью материала. Их мощность невелика и составляет всего первые метры, а распределение, по площади ограничивается уровнями распространения озер в межгорных впадинах.

Весьма своеобразная обстановка возникла во время максимального нижнеплейстоценового оледенения в среднем течении р. Катунь и низовьях р. Чуи. Долина р. Катунь на участке от Уймонской котловины до устья реки Б. Ильгумень пересекает ряд структур палеозойского основания, испытывавших неравномерные вертикальные движения в новейшее время, что было отмечено В. Е. Поповым (1956). В результате этих неравномерных движений участок территории от устья р. Аргут до устья р. Б. Ильгумень несколько отстал в общем поднятии от тектонического блока, расположенного ниже по долине р. Катунь. В условиях тектонического подпора в долине р. Катунь образовалось узкое проточное озеро, в котором стал быстро аккумулироваться материал, в избытке выносившийся в долину со склонов гор и от концов плейстоценовых ледников. В результате этого была сформирована мощная песчано-гравийная и галечная толща озерных и флювиогляциальных отложений. Последующий эрозионный врез выработал в ней серию эрозионных террас высокого комплекса, протягивающихся вверх по долине р. Чуи почти до Яр-Балыка (до конца максимального ледника).

Таким образом, формирование нижнеплейстоценовых отложений, слагающих комплекс высоких террас, было обусловлено двумя факторами — тектонической подпрудой участка долины р. Катунь и избыточным обломочным материалом, поступавшим в долины рек во время оледенения.

Сравнивая масштабы распространения нижнеплейстоценового и верхнеплейстоценового оледенений на Юго-Восточном Алтае и в Западной Туве, мы видим, что они довольно близки. В котловинах разница в расстоянии между конечными моренами этих ледников составляет не более 10—15 км (долина р. Чаган-Узун), в долине р. Чуи она достигает 25 км. Примерная равномасштабность оледенений в горах, в отличие от резко различных масштабов древних оледенений на равнинах, подчеркивалась многими исследователями горных стран. Можно заключить, что близкие масштабы оледенений являются результатом продолжающихся неотектонических движений, приведших к дальнейшему поднятию гор со времени нижнеплейстоценового оледенения.

Нижнеплейстоценовое оледенение на Алтае имело хотя и близкие, но большие масштабы распространения, чем верхнеплейстоценовое. Если учесть, что последнее развивалось при дальнейшем поднятии горных хребтов, имевших в верхнеплейстоценовое время большие абсолютные высоты, то станет ясно, что интенсивность проявления ледниковых процессов в нижнем плейстоцене была значительно большей, чем в верхнем. Из этого следует вывод о максимальном характере нижнеплейстоценового оледенения в горах Алтая и о возможности его параллелизации с максимальным оледенением равнин Западной Сибири и Восточной Европы.

Осадконакопление второй половины верхнеплейстоценового времени резко отличается от осадконакопления в нижнем и первой половине верхнего плейстоцена. В связи с изменением климатических условий в сторону потепления второе постмаксимальное оледенение локализовалось только в пределах высокогорных хребтов. Благодаря интенсивному эрозионному и экзарационному расчленению этих наиболее поднятых неотектонических структур оледенение имело ярко выраженную долинную и каровую форму. Донные и боковые морены этого оледенения распространены на днищах глубоких трогов и, в отличие от более древних морен, имеют сравнительно небольшие мощности. У выхода трогов из хребтов располагаются конечные морены, отличающиеся повышенной грубостью и меньшей суглинистостью. С конечными моренами в долинах рек связаны первые надпойменные террасы, вблизи морен отличающиеся грубым галечно-валунным составом. В Джулукульской, Чуйской, Курайской котловинах характер отложений, синхронных второму постмаксимальному оледенению, меняется. В низких террасах увеличивается роль пойменных и старичных фаций аллювия, представленных песками и алевритами. Центральные части котловин заняты преимущественно озерными отложениями небольшой мощности: горизонтально-слоистыми песками, алевритами, иногда ленточными глинами. Область распространения озерных отложений совпадает, как правило, с наиболее глубокими, прогибающимися участками котловины.

Голоценовые отложения распространены повсеместно, но отличаются незначительными мощностями. Лишь в пределах центральных частей впадин, где озерно-болотный режим сохранялся с верхнеплейстоценового времени, накапливались маломощные иловатые глины и торфяники.

Заканчивая рассмотрение связи кайнозойского осадконакопления и проявления новейших тектонических движений, можно сделать следующее краткое заключение. Каждый этап проявления тектонических движений обусловил накопление определенного лито-стратиграфического комплекса осадков, отражающего характер и интенсивность самих дви-

жений. Верхнепалеогеновый этап оживления тектонической жизни территории характеризуется формированием грубых пролювиальных осадков, развитых вдоль бортов заложившихся котловин. В их составе присутствует значительное количество материала из коры выветривания. Неогеновый этап характеризуется постоянным и постепенно усиливающимся относительным прогибанием межгорных впадин, накоплением в них аллювиально-озерных угленосных и озерных карбонатных отложений значительной мощности. Эоплейстоценовый этап — этап наиболее резких тектонических движений и создания горного рельефа — запечатлен в грубообломочных молассовых фациях пролювиальных отложений, достигающих значительной мощности в зонах сопряжения горных хребтов и котловин. Плейстоценовый этап тектонических движений обусловил распределение осадконакопления ледниковой и внеледниковой зон. Накопление разных генетических типов отложений в этих зонах строго связано с новейшими тектоническими движениями, что особенно видно на примере ледниковых и пролювиальных фаций.

Настоящая работа является отражением наших знаний о геологическом строении территории Юго-Восточного Алтая в данное время. Дальнейшие, более детальные исследования, несомненно, должны внести дополнения и коррективы в предлагаемые стратиграфические и тектонические построения. Поэтому в заключение нам хотелось бы остановиться на основных проблемах, поставленных и решаемых в работе, и на тех вопросах, которые еще требуют своего дальнейшего разрешения.

1. Предлагаемая стратиграфическая схема континентальных кайнозойских отложений Юго-Восточного Алтая имеет наиболее полное палеонтологическое обоснование для отрезка времени от неогена до эоплейстоцена включительно.

В неогене выделяются отложения кошагачской и туерьской свит преимущественно озерного генезиса. Они охарактеризованы листовой флорой, спорово-пыльцевыми комплексами, впервые приведенными для Чуйской, Курайской, Джулукульской и Самахинской впадин. Эти палеофлористические материалы показывают, что растительность неогенового времени на Юго-Восточном Алтае была представлена смешанными (хвойно-широколиственными) лесами. Ее состав резко отличался от степной растительности равнинных пространств Казахстана и юга Западной Сибири. Таким образом, в горных районах Алтая выделяется высотный растительный пояс, что указывает на более высокое гипсометрическое положение в неогене этой территории по сравнению с прилегающими равнинами Западной Сибири и Казахстана.

Состав фауны пресноводных моллюсков показывает, что она относится к восточноазиатской палеозоологической провинции. По видовому составу моллюсков неогеновые отложения хорошо коррелируются с одновозрастными отложениями Забайкалья и Северной Монголии. Отложения туерьской свиты охарактеризованы богатой фауной ископаемых рыб, состав которых позволяет сравнить их с неогеновой ихтиофауной Зайсана и Прииртышья. В отложениях свиты содержится также большое количество остракод, но их видовой состав недостаточно изучен.

В эоплейстоцене выделяются отложения кызылгирской, бекенской и башкаусской свит. Они с несогласием и разрывом залегают на неогеновых отложениях, отличаясь от них более грубым составом. Это моласовый, орогенический комплекс буроватых ожелезненных отложений. Палеонтологически наиболее полно охарактеризована кызылгирская свита, содержащая фауну моллюсков, рыб, остракод, млекопитающих, а также харовые водоросли, строматолиты и спорово-пыльцевые комплексы. В составе фауны моллюсков выделяется две зоны: нижняя, содержащая эндемичный комплекс восточноазиатских видов и верхняя, представленная левантинским комплексом унионид и вивипар. Нахождение левантинской фауны моллюсков совместно с остатками поздних гиппарионов, известных из виллафранка Северного Китая, позволяет сопоставлять отложения кызылгирской свиты с азийским-виллафранкским яру-

сами схемы В. И. Громова, И. И. Краснова, К. В. Никифоровой и Е. В. Шанцера (1961) и относить их к самым низам эоплейстоцена, а границу между системами проводить в ее основании. Отложения двух верхних свит эоплейстоцена, вероятно, соответствуют гюнцскому и миндельскому ярусам указанной схемы.

Климатические условия в течение всего эоплейстоцена были достаточно теплыми. Древнейшего миндельского оледенения, как считают некоторые исследователи, не было, а отложения, считавшиеся древней («башкаусской») мореной, относятся к аллювиальным и пролювиальным. По р. Кубадру они содержат остатки листовой флоры, пыльцу широколиственных пород и теплолюбивые микроводоросли, а в Чуйской котловине — остракоды. Плейстоценовые отложения палеонтологически обоснованы менее полно. Они могут быть подразделены на два комплекса, соответствующих двум ярусам плейстоцена — нижнему (рисскому) и верхнему (бюрмскому), по схеме В. И. Громова и др. Среди ледниковых отложений выделяются три разновозрастных горизонта, соответствующих максимальному (нижнеплейстоценовому), первому и второму постмаксимальным (верхнеплейстоценовым) оледенениям.

Морены максимального оледенения отличаются повышенным содержанием рыхлого материала из подстилающих палеогеновых, неогеновых и эоплейстоценовых отложений, а рельеф их поверхности характеризуется денудированными сглаженными формами. Во внеледниковой зоне максимальному оледенению соответствуют отложения комплекса высоких террас рек Чуи и Катунь. Это оледенение сопоставляется нами с катунским оледенением (по Е. Н. Шукиной 1961) и нерасчлененными самаровским — тазовским оледенениями Западной Сибири.

Первое постмаксимальное оледенение имело разнообразную морфологию в зависимости от местных ороклиматических особенностей территории: от полупокровного оледенения, ледников подножий и ледоемов до горно-долинного и карового. Во внеледниковой зоне времени указанного оледенения соответствует комплекс низких террас в долинах рек. В Чуйской и Курайской котловинах во время этого оледенения (а не в доледниковое и послеледниковое время, как предполагают другие исследователи) существовали крупные приледниковые озера, оставившие своеобразный комплекс отложений, создавших разнообразные формы озерного рельефа. Первое постмаксимальное оледенение сопоставляется нами с майминским оледенением (по Е. Н. Шукиной 1953) и зырянским оледенением Западной Сибири. Второе постмаксимальное оледенение развивалось только в высокогорных хребтах, имело ограниченные размеры и кароводолинный характер. Оно сопоставляется с аккемским оледенением (по Е. Н. Шукиной 1953) и сартанским оледенением Западной Сибири).

Решение вопроса о межледниковых отложениях вызывает большие трудности в связи с отсутствием достаточно полно палинологически охарактеризованных межморенных горизонтов. Это связано, по-видимому, с достаточно суровыми климатическими условиями, продолжавшими сохраняться в высокогорных районах Алтая и в межледниковое время. Геоморфологические и некоторые палинологические и стратиграфические данные дают право выделять межледниковья между максимальным и первым постмаксимальным и между двумя постмаксимальными оледенениями. Необходимо отметить, что этот вопрос требует дальнейших исследований.

2. Палеонтологическое обоснование стратиграфии неогеновых и эоплейстоценовых отложений территории Юго-Восточного Алтая позволило провести их корреляцию с одновозрастными отложениями Восточного Казахстана, Рудного Алтая, Зайсана, Тувы, Западной Монголии и Забайкалья. В результате этих сопоставлений были установлены об-

щие закономерности кайнозойского осадконакопления в горных районах Южной Сибири. Были выявлены также определенные различия накопления отложений в горных районах Алтае-Саянского региона, с одной стороны, и равнинных территорий юга Западной Сибири и Казахстана — с другой, что определяется различными тектоническими и климатическими условиями этих территорий.

3. Изучение неотектоники Юго-Восточного Алтая показало, что молодые кайнозойские структуры в своем развитии значительно наследуют как в плане, так и в направлении движений, докайнозойские структуры. В северной части территории элементы унаследованности проявляются наиболее полно. Преобладающие северо-западные простирания основных докайнозойских структур отражены в новейшем структурном плане. В южной части территории начинает проявляться новый, собственно кайнозойский — широтный структурный план. В кайнозое наиболее мобильными были субширотные участки омоложенных палеозойских разломов, часто совпадающие с зонами сопряжения структур поднятий и относительных опусканий.

Общая амплитуда поднятия, определенная из анализа положения донеогеновой поверхности выравнивания, оценивается для разных неоструктур территории Юго-Восточного Алтая от 1000 до 3500 м. Вертикальные перемещения по отдельным разломам достигают 2000—2500 м.

4. Для развития новейшей структуры Юго-Восточного Алтая весьма важное значение имеют зоны глубинных и региональных разломов — Шапшальская, Курайская, Чарнышко-Теректинская, Южно-Алтайская, которые были весьма активны на протяжении всей палеозойской истории геологического развития территории. Особенно велико их значение было в период завершения геосинклинального развития и ранней стабилизации эпигерцинской платформы — в верхнем палеозое, а также в мезозое, когда вдоль некоторых из этих зон были заложены пришовные грабены, выполненные каменноугольными и юрскими осадками. Эти же зоны глубинных разломов сохраняли свою подвижность в кайнозойское время: вдоль них были заложены в верхнем палеогене межгорные впадины, разделяющие области поднимающихся структур.

5. Новейшие морфоструктуры Юго-Восточного Алтая подразделяются по своим масштабам и морфологии на три основных типа. В работе показано их последовательное развитие от крупных сводовых структур на первых этапах (палеоген-неоген) к разрывным, сводово-глыбовым на последующих (эоплейстоцен — плейстоцен). Структуры первого порядка совпадают с основными оротектоническими элементами территории — горными хребтами и разделяющими их впадинами. Структуры второго порядка являются структурами приразломного типа, осложняющими крупные морфоструктуры в зонах сочленения поднятий и прогибов. К структурам третьего порядка относятся складчатые и разрывные дислокации, затрагивающие неогеновые, эоплейстоценовые и, частично, плейстоценовые отложения.

6. Кайнозойские отложения Юго-Восточного Алтая объединяются в четыре крупных литостратиграфических комплекса (или серии), отвечающих четырем крупным этапам проявления новейших тектонических движений: палеогеновому, неогеновому, эоплейстоценовому и плейстоценовому — голоценовому. Закономерности формирования этих четырех комплексов, распределения их в пространстве и времени в значительной мере определяются интенсивностью и направленностью новейших тектонических движений.

В верхнем палеогене преобладают пролювиальные и, в меньшей степени, озерные отложения, накапливавшиеся в только что заложившихся межгорных впадинах. В составе этих отложений преобладает материал коры выветривания, что связано с ее интенсивным разрушением.

В неогене осадконакопление приурочено к межгорным впадинам, испытывающим значительное прогибание. Преобладают озерные и аллювиальные отложения большой мощности. Выделяется несколько структурно-фациальных зон накопления осадков, контролирующих, в частности, угленосность неогеновых отложений.

В эоплейстоцене резко преобладают грубообломочные пролювиальные отложения, связанные с основным этапом новейших тектонических движений. Площадь озерных отложений седиментации резко сокращается. Распределение других генетических типов отложений — аллювиальных, озерных и их фаций — строго подчинено дифференцированным тектоническим движениям этого времени.

В плейстоцене осадконакопление было тесно связано с ледниковыми процессами, а морфология самого древнего оледенения отражает характер новейших структур. Это, в свою очередь, определяет накопление разных типов отложений ледникового комплекса. Во внеледниковой зоне формировались пролювиальные, флювиогляциальные и озерные отложения. В результате ледниковых подпруд Чуйская, Курайская, Ак-Кульская и некоторые другие котловины представляли собой крупные приледниковые озера, уровень которых был максимальным в период самого начала деградации первого постмаксимального оледенения.

7. Анализ новейшей тектоники и закономерностей накопления кайнозойских отложений на территории Юго-Восточного Алтая и смежных регионов Алтае-Саянской области, Забайкалья и Северного Тянь-Шаня устанавливает много близких особенностей в их развитии. Эти особенности являются сходными для всего орогенического пояса Средней Азии и Южной Сибири.

8. Выявленные закономерности накопления кайнозойских отложений, помимо общетеоретического значения, имеют непосредственный практический интерес. Известно, что с кайнозойскими отложениями Юго-Восточного Алтая связано проявление ряда полезных ископаемых (бурые угли, россыпи, строительные материалы).

Области неогенового угленакопления совпадают с определенными структурно-фациальными зонами, которые соответствуют прибортовым частям крупных межгорных Чуйской и Курайской впадин. Именно с этими зонами связаны известные бурогольные месторождения Чуйской впадины: Кош-Агачское, Аржанское, Чаган-Узунское, Талды-Дюргунское. В мелких депрессионных структурах (Самахинской и Джулукульской) угленосные толщи были распространены, видимо, по всей их площади. Угленосность неогена связана с аллювиальными и аллювиально-озерными отложениями. В центральных частях крупных впадин, где развиты главным образом озерные фации, неогеновые отложения являются безугольными.

Аллювиальные отложения неогена и эоплейстоцена являются также перспективными в отношении россыпных месторождений касситерита, золота и других минералов. В геологическом отношении районами лучшего сохранения древнего аллювия являются доплейстоценовые долины, приуроченные обычно к цепочкам тектонических депрессий. Примером такого типа являются россыпи касситерита по р. Карга.

Знание закономерностей накопления кайнозойских отложений позволяет правильно прогнозировать и проводить поисковые работы на эти виды полезных ископаемых. Определенное значение имеет настоящая работа и для гидротехнических изысканий и строительства, широко развернувшегося на Горном Алтае в последние годы. Выбор места створов проектируемых плотин для гидроэлектростанций не может производиться без учета особенностей новейшей структуры этого района, состава и мощности кайнозойских отложений.

ЛИТЕРАТУРА

- Адаменко О. М. Стратиграфия четвертичных отложений Предалтайской равнины в районе слияния рек Бии и Катуни.— Труды Комис. по изуч. четвертич. периода, 1963, 22.
- Аксарин А. В. О четвертичных отложениях Чуйской степи в Юго-Восточном Алтае.— Вестник Зап.-Сиб. геол. треста, 1937, вып. 5.
- Аксарин А. В. Чуйский бурогольный бассейн в Юго-Восточном Алтае.— Вестник Зап.-Сиб. геол. упр., 1938, вып. 4.
- Алявдин Ф. А., Миханков Ю. М., Рясина В. Е., Хлебников В. К. Информационное сообщение о результатах совместного маршрута по Южному Приобью.— Информ. сб. Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1960, № 39.
- Атлас землетрясений в СССР. (Результаты наблюдений сети сейсмических станций СССР, 1911—1957 гг.). М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Афанасьев Г. Д. Генезис каолинов коры выветривания предгорий Северо-западного Алтая и Кузнецкого Ала-Тау.— Труды Петрогр. ин-та АН СССР, 1938, вып. 13.
- Белостоцкий И. И. О некоторых общих вопросах геологии Горного Алтая. В кн.: «Материалы по региональной геологии». М., 1956. (Труды Всес. аэрогеол. треста, вып. 2).
- Белостоцкий И. И. Очерки по истории рельефа Тувы. В кн.: «Материалы по региональной геологии». М., 1958. (Труды Всес. аэрогеол. треста, вып. 4).
- Белостоцкий И. И. Структура и история геологического развития Алтая в девонское время. В кн.: «Каледонская орогенезия». М., Изд-во АН СССР, 1960. (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 19).
- Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. Н., Пожариский И. Ф., Херасков Н. Н. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, 34, вып. 6.
- Берг Л. С. Рыбы пресных вод СССР и сопредельных стран, ч. 2. Изд. 3, испр. и доп. Л., Изд-во Всес. ин-та озерн. и речн. рыб. хоз-ва, 1933.
- Богачев В. В. Материалы к истории пресноводной фауны Евразии. Киев, Изд-во АН УССР, 1961.
- Боголепов К. В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского края. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Борисов Б. А. Особенности альпийской тектоники и рельефа восточной Калбы.— Информ. сб. Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1960, № 29.
- Борисов Б. А. Стратиграфия верхнего мела и палеоген-неогена Зайсанской впадины.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1963, 94.
- Бубличенко Н. Л. Происхождение Телецкого озера.— Вестник Зап.-Сиб. геол. упр., 1939, вып. 3.
- Бубличенко Н. Л. Еще к вопросу о происхождении Телецкого озера.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1946, 78, вып. 4.
- Вангенгейм Э. А. Фауна четвертичных млекопитающих юго-востока и востока Сибирской платформы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 26.
- Варданянц Л. А. О верхнечетвертичной орогенической фазе.— Труды Сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четвертич. периода, 1933, вып. 4.
- Варданянц Л. А. О древнем оледенении Алтая и Кавказа.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1938, 70, вып. 3.

- Василенко В. К. Стратиграфия третичных континентальных отложений Зайсанской депрессии. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Васильев В. Г., Волхонин В. С., Гришин Г. Л. и др. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Великовская Е. М. Красноцветные отложения плиоцена на территории СССР и зарубежной Азии.— Докл. АН СССР, 1955, 100, № 6.
- Великовская Е. М. История геологического развития и основные этапы формирования рельефа Зайсанской котловины и окружающих ее горных хребтов. В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». М., Изд-во Моск. ун-та, 1959.
- Волков Н. А. Угли местного значения Горного Алтая Ойротской автономной области.— Разведка недр, 1938, № 10.
- Волочкович К. Л. Стратиграфия и тектоника крайнего северо-запада Монголии (район хребтов Цаган-Шибету, Хархира-Нуру и Сайлюгем).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1961, 36, вып. 2.
- Гзовский М. В. Новейшая тектоника и геофизика Тянь-Шаня. В кн.: «Неотектоника СССР». Рига, Изд-во АН ЛатвССР, 1961.
- Голубева Л. В., Равский Э. И. Антропоген Тункинских впадин.— Труды Комис. по изуч. четвертичн. периода, 1962, 19.
- Горностаев Н. Н. Геология Горного Алтая. В кн.: «Ойротия. (Труды сессии Совета по изуч. производит. сил Ойротской автономной области)». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Гранэ И. Г. О ледниковом периоде в Русском Алтае.— Изв. Зап.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1915, 3, вып. 1—2.
- Гранэ И. Г. О значении ледникового периода для морфологии северо-восточного Алтая.— Изв. Зап.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1916, 38.
- Григорович-Березовский Н. Левантинские отложения Бессарабии и Молдавии.— Изв. Варшавск. ун-та, 1915, № 2, 4.
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 64, (геол. серия № 17).
- Громов В. И. Стратиграфическая схема четвертичных отложений СССР и ее сопоставление с зарубежными схемами. В кн.: «Тезисы докладов на Всесоюзном межведомственном совещании по изучению четвертичного периода». М., 1957.
- Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В., Шанцер Е. В. Состояние вопроса о нижней границе и стратиграфическом подразделении антропогеновой (четвертичной) системы. В кн.: «Вопросы геологии антропогена». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Громова В. И. Гиппарионы.— Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 1952, 36.
- Гудилин И. С. Некоторые вопросы неотектоники Восточной Тувы. В кн.: «Тезисы докладов на Всесоюзном межведомственном совещании по изучению четвертичного периода. Секция Восточной Сибири». М., 1957.
- Гурова Т. И. К вопросу о происхождении терригенного материала среднеюрских пород юго-восточной части Западно-Сибирской низменности.— Докл. АН СССР, 1959, 128, № 3.
- Девяткин Е. В. О третичных отложениях Джулукульской котловины (Восточный Алтай).— Докл. АН СССР, 1960, 135, № 6.
- Девяткин Е. В. Озерные бассейны ледникового времени в юго-восточном Алтае.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1961, 36, вып. 3.
- Девяткин Е. В. Основные вопросы новейшей тектоники Юго-Восточного Алтая.— Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. периода, 1962, № 27.
- Девяткин Е. В. Эоплейстоцен Юго-Восточного Алтая.— Труды Комис. по изуч. четвертичн. периода, 1963, 22.
- Девяткин Е. В. Характер новейших дислокаций в горах Алтая и Западной Тувы. В кн.: «Проблемы поверхностей выравнивания». М., Изд-во «Наука», 1964.
- Девяткин Е. В., Ефимцев Н. А., Селиверстов Ю. П., Чумаков Н. С. О так называемых ледомах Алтая.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1961, 36, вып. 3.
- Девяткин Е. В., Ефимцев Н. А., Селиверстов Ю. П., Чумаков И. С. Еще о ледомах Алтая.— Труды Комис. по изуч. четвертичн. периода, 1963, 22.
- Девяткин Е. В., Старобогатов Я. И. О фауне пресноводных моллюсков из эоплейстоценовых отложений Горного Алтая.— Докл. АН СССР, 1961, 141, № 5.
- Девяткин Е. В., Чумаков И. С. Стратиграфия антропогеновых отложений Горного и Рудного Алтая и основные закономерности их формирования.— Тезисы

- докл. к Всес. Совещ. по изуч. четвертичн. периода. Секция стратиграфии. Новосибирск, 1964.
- Дорофеев П. И. О находке третичной флоры на Алтае.— Докл. АН СССР, 1956, 109, № 5.
- Дубинкин С. Ф. К вопросу о пенеplane Алтая.— Вестник Зап.-Сиб. геол. упр., 1940, вып. 2.
- Дубинкин С. Ф. Новые данные о майминской «морене» Горного Алтая.— Сов. геология, 1961, № 4.
- Ерофеев В. С. Некоторые вопросы геологического развития Южного Алтая и Зайсанской впадины в кайнозой.— Труды Алтайск. горно-металлург. научно-исслед. ин-та АН КазССР, 1960, 9.
- Ефимцев Н. А. О четвертичном оледенении Западной Тувы и восточной части Горного Алтая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 9.
- Ефимцев Н. А. О нижней границе четвертичной системы в Алтае-Саянской горной области.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 32.
- Ефимцев Н. А. 1. О характере и количестве оледенений Горного Алтая и Саян. В кн.: «Вопросы геологии антропогена». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Ефимцев Н. А. 2. Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 61.
- Зайка-Новацкий В. С. Геологическое строение зоны Башчак-Южночуйского разлома (Горный Алтай).— Автореф. канд. дисс., Изд-во Киевск. ун-та, 1956.
- Зайцев Н. С. О глыбовой структуре Саяно-Алтайской области. В кн.: «Идеи академика В. А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Заклянский Е. Д. Спорно-пыльцевые спектры третичных отложений северного Приаралья, Тургайского прогиба, Кулундинской степи и их стратиграфическое значение. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». М., Гостоптехиздат, 1957.
- Зальцман И. Г. Стратиграфическая схема третичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Звонарев И. Н. Угли Алтайского края.— Вестник Зап.Сиб. геол. упр., 1947, № 5.
- Ивановский Л. Н. Геоморфологические наблюдения по долине р. Чуи у с. Чибит. В кн.: «Труды научной конференции по изучению и освоению производительных сил Сибири», т. 3. Томск, 1942.
- Ивановский Л. Н. Ледниковый ял в четвертичных отложениях Алтая. В кн.: «Вопросы географии Сибири», сб. 3. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1953.
- Ивановский Л. Н. 1. Продольное профилирование речных террас как метод морфотектонического анализа в Горном Алтае.— Труды Томск. ун-та, 1956, 133.
- Ивановский Л. Н. 2. Об особенностях древнего оледенения Юго-Восточного Алтая.— Труды Томск. ун-та, 1956, 133.
- Ивановский Л. Н. О возрасте морен северного склона горного узла Биш-Иирду на Алтае.— Труды Томск. ун-та, 1957, 147.
- Ивановский Л. Н. Некоторые вопросы динамики ледников на Алтае.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1961, 93.
- Ивановский Л. Н. Материалы по морфологии ступенчатых каров юго-восточного Алтая. В кн.: «Гляциология Алтая», вып. 2. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1962.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Каледская М. С. Геоморфологические работы на территории Алтайского государственного заповедника.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1938, № 4.
- Каледская М. С. Развитие рельефа Северо-Восточного Алтая.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1948, вып. 39.
- Карта новейшей тектоники СССР (под редакцией С. С. Шульца и Н. Н. Николаева). М. Гостоптехиздат, 1959.
- Кирова Т. В. О четвертичных тектонических разрывах в Рудном Алтае.— Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1956, вып. 8.
- Краевская Л. Н. Некоторые данные о полезных ископаемых Курайского хребта.— Вестник Зап.-Сиб. геол. треста, 1936, № 1—2.
- Крашенинников Г. Ф. Условия накопления угленосных формаций СССР. М., Изд-во Моск. ун-та, 1957.
- Кузнецов В. А., Мухин А. С. Новое месторождение ртути в Горном Алтае.— Вестник Зап.-Сиб. геол. треста, 1936, № 1—2.

- Кузнецов В. А. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области.— Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1952, вып. 12.
- Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Кузнецов И. Г., Мурзаев Э. М. Озерные стадии развития Центральной Азии в четвертичное время.— Труды Лабор. озероведения АН СССР, 1963, № 15.
- Кузнецов Ю. А. Геологическое строение центральной части Горного Алтая.— Материалы по геол. Зап.-Сиб. края, 1939, № 41.
- Курдюков К. В. К вопросу о границе неогена и антропогена в Северной Киргизии.— Труды Комис. по изуч. четвертичн. периода, 1962, 20.
- Курдюков К. В., Смеловская М. М. Третичные отложения южной части Зайсанской котловины. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Лавров В. В. Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959.
- Лавров В. В., Ерофеев В. С. Стратиграфия третичных толщ Зайсанской впадины.— Вестник АН КазССР, 1958, № 11.
- Лавров В. В., Ерофеев В. С. Типы разрезов и осадочные провинции палеогена и неогена в Казахстане и на смежных территориях Азии. В кн.: «Материалы по региональной стратиграфии СССР». М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Ламакин В. В. Динамические фазы речных долин и аллювиальные отложения.— Землеведение, 1948, 2(42).
- Ламакин В. В. К стратиграфии четвертичных отложений и истории растительности в Байкальской впадине. В кн.: «Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода», т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Лебедев В. Д. Неогеновая фауна пресноводных рыб Зайсанской впадины и Зап.-Сибирской низменности.— Вопросы ихтиологии, 1959, № 12.
- Линдгольм В. А. 1. Моллюски из среднеплиоценовых пресноводных отложений Юго-Западной Сибири.— Труды Всес. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 238.
- Линдгольм В. А. 2. Пресноводные моллюски из плиоценовых отложений по р. Иртышу.— Труды Всес. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 239.
- Лискун И. Г. Вещественный состав и условия образования отложений башкауской свиты по р. Кубадру.— Труды Комис. по изуч. четвертичн. периода, 1963, 22.
- Лискун И. Г., Девяткин Е. В. О первичных доломитах из континентальных неогеновых отложений Чуйской котловины Горного Алтая.— Докл. АН СССР, 1964, 158, № 2.
- Лискун И. Г., Маслов В. П. Новая известковая пресноводная сифония из четвертичных осадков Алтая.— Докл. АН СССР, 1964, 156, № 6.
- Ли Сы-гуан. Геология Китая. М., ИЛ, 1952.
- Логачев Н. А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 4.
- Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. О границе третичной и четвертичной систем на Горном Алтае. В кн.: «Тезисы докладов на Всесоюзном межведомственном совещании по изучению четвертичного периода. Секция Восточной Сибири». М., 1957.
- Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. Некоторые новые данные о стратиграфии третичных отложений Горного Алтая.— Труды Всес. аэрогеол. треста, 1958, вып. 4.
- Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. 1. Новейшая тектоника Горного Алтая. В кн.: «Новейшая тектоника СССР». Рига. Изд-во АН ЛатвССР, 1961.
- Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. 2. О границе третичной и четвертичной систем на Горном Алтае. В кн.: «Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода», т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Малевский К. И. Отчет о путешествии по юго-восточной границе Алтайского горного округа в течении лета 1869 г.— Горный журнал, 1870, 4, № 10.
- Маринов Н. А. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Мартинсон Г. Г. Байкальские моллюски в третичных отложениях Синьцзяна. В кн.: «Памяти академика Л. С. Берга». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955.
- Мартинсон Г. Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии.— Труды Байкальской лимнол. станции, 1961, 19.
- Мартинсон Г. Г., Попова С. М. Третичные моллюски байкальского типа из озерных отложений юга Западной Сибири.— Палеонт. ж., 1959, № 4.

- Мартынов В. А. Стратиграфическая схема четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири», Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Массарский С. И., Моисеенко Ф. С. О сейсмичности Алтая.— Геол. и геофизика, 1962, № 8.
- Маслов В. П. Строматолиты. (Их генезис, метод изучения, связь с фациями и геологическое значение на примере ордовика Сибирской платформы).— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 41.
- Маслов В. П., Щукина Е. Н. Строматолитовые известняки с Алтая четвертичного возраста.— Докл. АН СССР, 1950, 73, № 4.
- Матвеева О. В. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений предгорий Алтая, горных районов Восточного Алтая и Западной Тувы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 31.
- Мирчинк С. Г. К стратиграфии четвертичных отложений Ленского и Баргузинского золотоносных районов. В кн.: «Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода», т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Москвитин А. И. Алтайские ледоемы. (Критический обзор взглядов на четвертичный возраст Алтайских гор).— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 5.
- Москвитин А. И. Опыт применения единой стратиграфической схемы к четвертичным отложениям Западной Сибири.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 26.
- Мурзаев Э. М. Монгольская Народная Республика. Изд. 2. М., Географиз, 1952.
- Мухин А. С. Эпиконтинентальные отложения карбона в Юго-Восточном Алтае.— Вестник Зап.-Сиб. геол. треста. 1936, № 1—2.
- Мухин А. С., Кузнецов В. А. Четвертичные надвиги в Юго-Восточном Алтае.— Вестник Зап.-Сиб. геол. упр., 1939, № 1.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956.
- Нехорошев В. П. Тектоника и рельеф Русского Алтая.— Геол. вестник, 1926, 5, № 1—3.
- Нехорошев В. П. 1. Землетрясения на Алтае и их связь с геологическим строением.— Вестник Геол. ком., 1927, 2, № 7.
- Нехорошев В. П. 2. Проявление альпийских дислокаций на Алтае.— Вестник Геол. ком., 1927, № 2.
- Нехорошев В. П. О некоторых новых малоизвестных месторождениях полезных ископаемых в Горном Алтае.— Изв. Главн. геол.-развед. упр., 1930, № 6.
- Нехорошев В. П. Древнее оледенение Алтая.— Труды Комис. по изуч. четвертичн. периода, 1932, вып. 1.
- Нехорошев В. П. Четвертичные тектонические движения на Алтае.— Труды Сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четвертичн. периода, 1939, вып. 4.
- Нехорошев В. П. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Нехорошев В. П. Четвертичная тектоника Алтая.— Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 1959, вып. 2.
- Нехорошев В. П. Особенности новейшей тектоники Тянь-Шаня и Алтая. В кн.: «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.
- Никифорова К. В. О возрасте коры выветривания Центрального Казахстана. В кн.: «Кора выветривания», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Никифорова К. В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 45.
- Никифорова К. В. О стратиграфическом объеме плиоцена по данным фауны млекопитающих.— Труды Комис. по изуч. четвертичн. периода, 1962, 19.
- Никифорова К. В., Алексеева Л. И. О границе третичной и четвертичной системы по данным фауны млекопитающих.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 32.
- Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Николаев Н. И. Неотектоника Евразии. В кн.: «Неотектоника СССР». Рига, Изд-во АН ЛатвССР, 1961.
- Николаев Н. И., Шульц С. С. Принципы и методы составления карты новейшей тектоники СССР. В кн.: «Материалы второго геоморфологического совещания», № 11. М., 1959.
- Обручев В. А. Алтайские этюды, т. 1. Заметки о следах древнего оледенения в Русском Алтае.— Землеведение, 1914, 21, кн. 4.
- Обручев В. А. Алтайские этюды, т. 2. О тектонике Русского Алтая.— Землеведение, 1915, 22, кн. 3.

- Обручев В. А. К вопросу о тектонике Алтая.— Геол. вестник, 1927, 5, № 4—5.
- Обручев В. А. Молодость рельефа Сибири. В кн.: «Академику В. И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности», т. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Обручев В. А. Впадины Центральной Азии и их научные сокровища, ожидающие изучения.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
- Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.
- Пейве А. В. 1. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1.
- Пейве А. В. 2. Принцип унаследованности в тектонике.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 6.
- Поленов Б. К., Соколов Н. А. Отчет о геологических исследованиях, произведенных на Алтае летом 1882 года. СПб., 1883.
- Попов В. В. Закономерности распределения континентальных отложений в связи с молодыми движениями (на примере Иссыккульской и других впадин Тянь-Шаня). В кн.: «Труды Всесоюзного рабочего совещания по итогам изучения четвертичного периода в г. Ташкенте в 1948 г.». Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1953.
- Попов В. В., Резанов И. А. О неотектонике Тянь-Шаня и связи его с сейсмичностью. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Попов В. Е. Схема соотношений речных террас и геологических структур долины Катунь между устьями рек Аккема и Чуи.— Труды Томск. ун-та, 1956, 133.
- Попов В. Е. 1. О древних озерных береговых образованиях в Курайской степи на Алтае. В кн.: «Гляциология Алтая», вып. 2. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1962.
- Попов В. Е. 2. О замкнутых системах краевых ледниковых образований в долинах юго-западной части Чуйской степи Горного Алтая. В кн.: «Гляциология Алтая», вып. 1. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1962.
- Равский Э. И. К стратиграфии третичных отложений юга Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1959, 127, № 3.
- Равский Э. И., Гербова В. Г. К вопросу о стратиграфии четвертичных (антропогеновых) отложений Западного Забайкалья. В кн.: «Материалы совещания по изучению четвертичного периода», т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Равский Э. И., Голубева Л. В. Эоплейстоцен Тункинской впадины.— Докл. АН СССР, 1960, 135, № 5.
- Рагозин Л. А. Материалы к четвертичной истории Центрального Алтая. В кн.: «Вопросы геологии Сибири», т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1945.
- Рагозин Л. А. О соотношении террас Центрального Алтая и предгорий в системе р. Катунь. В кн.: «Труды 2-го Всесоюзного географического съезда». М., 1948.
- Рагозин Л. А. К методике оценки интенсивности неотектоники некоторых районов Западной Сибири. В кн.: «Неотектоника СССР». Рига, Изд-во АН ЛатвССР, 1961.
- Разумова В. Н. Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья. В кн.: «Кора выветривания», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Раковец О. А., Шмидт Г. А. О четвертичных оледенениях Горного Алтая.— Труды Комис. по изуч. четвертич. периода. 1963, 22.
- Ряпина В. Е. Новые находки четвертичной фауны млекопитающих в Верхнем Приобье.— Докл. АН СССР, 1962, 142, № 5.
- Сапожников В. В. По Русскому и Монгольскому Алтаю. М., Географгиз, 1949.
- Селиванов Е. И. К палеогеографии Таримской впадины.— Докл. АН СССР, 1959, 127, № 4.
- Селиванов Е. И. Геоморфология Джунгарии. Автореф. канд. дисс. М., Изд-во МГУ, 1962.
- Селиверстов Ю. П. Четвертичные оледенения Южного Алтая.— Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 1959, вып. 2.
- Селиверстов Ю. П. Основные этапы формирования рельефа Алтая.— Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 1960, вып. 33.
- Селиверстов Ю. П. 1. К вопросу о новейшей тектонике Южного Алтая.— Ученые записки Ленингр. ун-та, 1961, 298, серия геогр. наук, вып. 15.
- Селиверстов Ю. П. 2. К стратиграфии антропогеновых образований Северо-Восточного Казахстана и Алтая.— Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 1961, вып. 42.
- Семихатова Л. И. 1. Географические исследования в Восточном Алтае.— Сов. Азия, 1928, № 5—6.

- Семихатова Л. И. 2. Сайлюгем. (Географический очерк).— Труды Об-ва изуч. Урала, Сибири и Дальнего Востока, 1928, I, вып. 2.
- Семихатова Л. И. Современное оледенение в юго-восточном Алтае.— Сов. Азия, 1938, № 3—4.
- Солоненко В. П. О сейсмическом районировании территории МНР.— Докл. АН СССР, 1959, 127, № 2.
- Сперанский Б. Ф. Основные моменты кайнозойской истории на Алтае.— Вестник Зап.-Сиб. геол. треста, 1937, № 5.
- Сузин А. В. Остракоды третичных отложений Северного Предкавказья. М., Гостоптехиздат, 1956.
- Сычевская Е. К., Девяткин Е. В. Первые находки рыб из неогеновых и нижнечетвертичных отложений Горного Алтая.— Докл. АН СССР, 1962, 141, № 1.
- Тимофеева З. В. Конкреции актопракской толщи р. Чегем и длительность процесса их образования.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 7.
- Титова З. А. Новые данные по террасам Центрального Алтая.— Труды Томск. ун-та, 1956, 133.
- Титова З. А. К вопросу о формировании верхнечетвертичных фаций в долине р. Аргута на Алтае. В кн.: «Доклады на 7-й научной конференции Томского университета», вып. 4. Томск, 1957.
- Толмачев А. И. К истории возникновения и развития темнохвойной тайги, М.— Л., Изд-во АН СССР, 1954.
- Тронов М. В. Вопросы горной гляциологии. М., Географгиз, 1954.
- Тюменцев К. Г. Геоморфологический очерк Горного Алтая в пределах Ойротской автономной области. В кн.: «Тезисы докладов на сессии по изучению Ойротской автономной области». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1935.
- Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, Изд-во Зап.-Сиб. геол. треста, 1936.
- Флоренсов Н. А. О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области.— Геол. и геофиз., 1960, № 1.
- Хованова Р. И. Землетрясения Алтая. В кн.: «Землетрясение в СССР». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Чудинов Ю. В. Новейшие тектонические движения в районе бассейна р. Улуг-О и хребта Таскыл в северо-восточной Туве.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, 34, вып. 5.
- Чумаков И. С. Кайнозойские отложения северо-западной части Рудного Алтая.— Труды Всес. аэрогеол. треста, 1957, вып. 3.
- Чумаков И. С. К стратиграфии континентальных третичных отложений северо-западной части Рудного Алтая.— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1958, 32.
- Чумаков И. С. К методике палеонтологических исследований антропогенных отложений. В кн.: «Вопросы геологии антропогена». (К VI Конгрессу ИНКВА). М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Чумаков И. С. 1. Верхнеплиоценовые (эоплейстоценовые) отложения Рудного Алтая.— Труды Комис. по изуч. четвертич. периода, 1963, 22.
- Чумаков И. С. 2. О фауне мелких млекопитающих позднего кайнозоя Зырянского района (Рудный Алтай). В кн.: «Материалы по истории фауны и флоры Казахстана», т. 4. Алма-Ата, 1963.
- Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1951, вып. 135, серия геол. (№ 55).
- Шанцер Е. В. Состояние вопроса о границе между неогеновой и четвертичной (антропогенной) системами. В кн.: «Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Шатский Н. С. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности (к вопросу о явлениях унаследования в развитии платформ). В кн.: «Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Шахов Ф. Н. Геологические исследования на юго-восточном Алтае в районе среднего течения р. Аргут.— Материалы по геол. Зап.-Сиб. края, 1933, вып. 5.
- Шмидт Г. А. 1. Новые находки неогеновых отложений в Горном Алтае. В кн.: «Вопросы региональной геологии СССР». М., Изд-во МГУ, 1964.
- Шмидт Г. А. 2. О новейших тектонических движениях в Юго-Восточном Алтае.— Вестник МГУ, геология, серия IV, 1964, № 5.
- Шнейдер Г. Ф. О возрасте континентальных кайнозойских отложений межгорных впадин Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 1953, 90, № 5.

- Шорыгина Л. Д. К вопросу о стратиграфическом расчленении четвертичных отложений Западной Тувы. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Шорыгина Л. Д. Замечания по поводу статьи Н. А. Ефимцева «О четвертичном оледенении Западной Тувы и восточной части Горного Алтая». — Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 8.
- Шорыгина Л. Д. Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 26.
- Штылько Б. А. Неогеновая фауна пресноводных рыб Западной Сибири. — Труды Всес. геол.-развед. объедин., 1934, вып. 359.
- Шульц С. С. О соотношении процессов кайнозойского осадконакопления, складчатости и формирования гор в Тянь-Шане. — Изв. АН СССР, серия геол., 1943, № 2.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. — Записки Всес. геогр. об-ва, новая серия, 1948, 3.
- Щукина Е. Н. Геология отложений кайнозоя и геоморфология Горного Алтая и его предгорий, т. 1—2. 1953. Библиотека Отделения наук о Земле АН СССР.
- Щукина Е. Н. Третичные отложения Горного Алтая. В кн.: «Геология СССР», т. 14. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1954.
- Щукина Е. Н. Древняя кора выветривания в Алтайском крае и ее значение для определения возраста и генезиса рельефа. В кн.: «Кора выветривания», вып. 2, М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Щукина Е. Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 26.
- Щуровский Г. Е. Геологическое путешествие по Алтаю. М., 1846.
- Яковлев С. А. К вопросу о происхождении Телецкого озера. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1939, 17, вып. 4—5.
- Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. М., Изд-во МОИП, 1953.
- Berkey C. P., Morris F. K. Geology of Mongolia. В кн.: «Central Asiatic Expedition», v. 2—3, N. Y., 1927.
- Coleman A. P. Lake Ojibway, last of the great glacial lakes. — Annual Rept. Ontario Bur. Mines, 1909, 18, pt 1.
- Gilbert G. K. Lake Bouneville. — U. S. Geol. Surv. Monogr., 1890. 1.
- Granö J. Beiträge zur Kenntniss der Eiszeit in der Nordwestmongolli und einigen ihrer südsibirischen Grenzgebirge. — Fennia, 1910, 28, N 1—5.
- Granö J. Les formes du relief dans l'Altai Russe et leur genèse. — Fennia, 1917—1919, 40, N 2.
- Granö J. Altaischen Führer. Die Eiszeit als geomorphologischer Faktor in Bijagebiet. 1920.
- Granö J. Das Formengebäude des nordöstlichen Altai. Turku, Publ. inst. Geogr. Univ., N 20, 1945.
- Helmersen G. P., Baer K. M. Reise nach dem Altai im Jahre 1834, SPb., 1848.
- Kassel J. E. Correlation of lake terraces and moraines at Monolake, California. — Bull. Geol. Soc. America, 1948, 59, N 4.
- Neumayr M. Über einige Süßwasserconchylien aus China. — Neues Jahrb. Mineral., Geol., Paleontol., 1883, 2.
- Pei Wen-chung. Geochronological table N. 1. An attempted correlation of Quaternary geology, paleontology and prehistory in Europe and China. — Univ. London, Inst. of Archeol., 1939, N 2.
- Ping Chi. Tertiary and Quaternary non-marine gastropods of N. China. — Palaeontol. sinica, ser. B, v. II, fasc. 4, 1931.
- Putman W. C. Moraine and shoreline relationships of Mono lake, California. — Bull. Geol. Soc. America, 1950, 61, N 2.
- Tchihatcheff P. Voyage scientifique dans l'Altai aoriental. Paris, 1845.
- Wenz W. Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdöl-Gebiete. Frankfurt, 1942.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Часть первая	
Стратиграфия кайнозойских отложений Юго-Восточного Алтая	
Глава I. Краткий очерк изученности кайнозойских отложений и новейшей тектоники Юго-Восточного Алтая	7
Глава II. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений	15
Палеогеновая кора выветривания	16
Эоплейстоценовая кора выветривания	22
Верхний олигоцен	24
Карачумская свита	24
Нижний — средний миоцен	30
Кошагачская свита	30
Материалы палинологических исследований отложений кошагачской свиты	47
О возрасте кошагачской свиты	48
Средний миоцен — нижний плиоцен	49
Туерьская свита	49
Материалы палинологических исследований отложений туерьской свиты	59
О возрасте туерьской свиты	61
Глава III. Стратиграфия антропогеновых отложений	66
Эоплейстоцен	66
Нижний эоплейстоцен	68
Кызылгирская свита	68
О возрасте кызылгирской свиты и о нижней границе антропогена	80
Средний эоплейстоцен	81
Бекенская свита	81
Верхний эоплейстоцен	87
Башкауская свита	87
Сопоставление эоплейстоценовых отложений Алтая и смежных территорий	107
Плейстоцен	112
Нижний (рисский) ярус плейстоцена	113
Нижняя часть нижнего плейстоцена (доледниковый горизонт)	113
Верхняя часть нижнего плейстоцена (горизонт максимального оледенения)	116
Верхний (вюрмский) ярус плейстоцена	137
Нижняя половина верхнего плейстоцена	138
Отложения первого постмаксимального оледенения ледниковой зоны	140
Отложения, синхронные времени первого постмаксимального оледенения внеледниковой зоны	147

Отложения приледниковых озер в Чуйской и Курайской котловинах	149
Верхняя половина верхнего плейстоцена	162
Отложения второго постмаксимального оледенения ледниковой зоны и синхронные им отложения внеледниковой зоны	166
Голоцен	170

Часть вторая

Новейшая тектоника и закономерности накопления кайнозойских отложений

Глава IV. Соотношение докайнозойских и кайнозойских структур Юго-Восточного Алтая	177
Глава V. Морфология новейших структур	188
Глава VI. Основные этапы проявления новейших тектонических движений и закономерности кайнозойского осадконакопления	203
Палеогеновый этап тектонических движений и осадконакопления	203
Неогеновый этап тектонических движений и осадконакопления	206
Эоплейстоценовый этап тектонических движений и осадконакопления	209
Плейстоценовый этап тектонических движений и осадконакопления	215
Заключение	230
Литература	234

CONTENTS

Introduction	5
Part I Cenozoic Stratigraphy of South-Eastern Altai	
Chapter I. Brief review of study of Cenozoic deposits and neotectonics in South-Eastern Altai	7
Chapter II. Stratigraphy of Paleogene and Neogene deposits	15
Paleogene crust of weathering	16
Eopleistocene crust of weathering	22
Upper Oligocen	24
Lower — Middle Miocene	30
Middle Miocene — Lower Pliocene	49
Chapter III. Stratigraphy of Anthropogen deposits	66
Eopleistocene	66
Lower Eopleistocene	68
Middle Eopleistocene	81
Upper Eopleistocene	87
Pleistocene	112
Lower (Rissian) stage of the Pleistocene	113
Upper (Würmian) stage of the Pleistocene	137
Holocene	170
Part II Neotectonics and Regularities in the Accumulation of Cenozoic Deposits	
Chapter IV. Relations between Pre-Cenozoic and Cenozoic structures of South-Eastern Altai	177
Chapter V. Morphology of neostructures	188
Chapter VI. Main stages of neotectonic movements and regularities in Cenozoic sedimentation	203
Paleogene stage of tectonic movements and sedimentation	203
Neogene stage of tectonic movements and sedimentation	206
Eopleistocene stage of tectonic movements and sedimentation	209
Pleistocene stage of tectonic movements and sedimentation	215
Conclusion	230
Bibliography	234

Девяткин Евгений Викторович

Кайнозойские отложения и неотектоника юго-восточного Алтая

Труды Геологического института, вып. 126

Утверждено к печати Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства *Л. А. Рабинович*

Технический редактор *Л. В. Каскова, Г. Н. Шевченко*

Сдано в набор 5/II 1965 г. Подписано к печати 3/VI 1965 г. Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. {15,25+4 вкл.

Усл. печ. л. 20,89+4 вкл. Уч.-изд. л. 22,3 (21,1+1,2 вкл.). Тираж 1100 экз. Т.-06150 Изд. № 3327/04.

Тип. зак. № 1927. Темплан 1965 г. № 56.

Цена 1 р. 55 коп.

Издательство «Наука». Москва К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

1 р. 55 к.