

Фонды ГИНА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 56

В. И. ЕЛИСЕЕВ

**КАЙНОЗОЙСКИЕ
АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ
ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 56

В. И. ЕЛИСЕЕВ

**КАЙНОЗОЙСКИЕ
АЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ
ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА — 1961

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
доктор геолого-минералогических наук
Е. В. ШАНЦЕР

ВВЕДЕНИЕ

В настоящей работе рассматриваются аллювиальные отложения территории, охватывающей юго-восточную часть Бет-Пак-Далы и северо-восточную окраину Муюнкумов. Географические координаты крайних точек исследованного района следующие: $43^{\circ}40'$ — $45^{\circ}07'$ с. ш. и $69^{\circ}30'$ — $74^{\circ}00'$ в. д.¹

Целью наших исследований было выяснение главнейших особенностей строения аллювиальных отложений, входящих в состав разновозрастных свит кайнозоя, и связи этих особенностей с различиями физико-географических и геологических условий эпохи накопления аллювия. Кроме аллювиальных отложений, являющихся главным объектом исследования, в работе кратко описываются кайнозойские отложения и другого генезиса, а также и мезозойские, начиная с верхнего мела. Это вызвано тем, что геологическое строение мезозойских и кайнозойских отложений указанной области было недостаточно изучено до самого последнего времени. В результате этого на составленных ранее геологических картах не только показывались не соответствующие действительности границы третичных и меловых отложений, но часто третичные породы принимались за меловые, а последние — за третичные. В работе, вышедшей в 1955 г., Б. А. Петрушевский указывает, например, что меловые отложения «тянутся по северному борту Чуйской впадины далеко на восток, вверх по долине Чу, сначала непосредственно по ней, а затем вдоль юго-западного склона Чу-Илийских гор, где они могут быть в виде разобщенных пятен прослежены до линии Туркестано-Сибирской ж. д.» (стр. 88—89). Однако выходы мела по юго-западному склону Чу-Илийских гор отсутствуют, а развиты континентальные красноцветные породы неогена, которые и отнесены Б. А. Петрушевским к мелу.

Таким образом, прежде чем перейти к характеристике аллювия, необходимо было уяснить положение аллювиальных свит в стратиграфическом разрезе мезозоя и кайнозоя.

Описание различных генетических типов мезозойско-кайнозойских отложений сопровождается минералогической характеристикой (по данным шлихового опробования). Следует отметить, что не все разновозрастные отложения освещены с одинаковой степенью детальности. Полнее описаны третичные аллювиальные отложения, имеющие по сравнению с четвертичными небольшую мощность и вследствие этого доступные для изучения при помощи проходки неглубоких горных выработок. Кроме того, они изучены лучше еще и потому, что служили главными объектами поисков в них алмазов. Четвертичные же аллювиальные отложения, имеющие

¹ Указанная территория, прилегающая непосредственно к р. Чу с севера и юга, местами в работе упоминается под названием Причуйских степей.

в большинстве случаев огромную мощность (местами более 192 м) и требующие для изучения проходки дорогостоящих скважин, освещены слабее. Стратиграфическое расчленение их базируется на геоморфологическом и литологическом принципе, так как до настоящего времени в них не обнаружены остатки фауны млекопитающих.

Имеющиеся в нашем распоряжении факты позволяют при расчленении четвертичной системы принять схему, предложенную В. И. Громовым на Всесоюзном междуведомственном совещании по изучению четвертичного периода в мае 1957 г. Согласно этой схеме граница четвертичного периода проводится нами по подошве слоев, которые большинство исследователей в СССР в настоящее время относит к верхнему плиоцену.

Предлагаемая работа выполнена в четвертичном отделе Геологического института АН СССР по материалам личных наблюдений автора, а также на основании использования полевой геологической документации геологосъемочных партий Андассайской экспедиции Министерства геологии и охраны недр, в составе которой автор проводил исследования в 1950—1953 гг. Кроме того, был использован буровой материал по Муюнкумам, полученный Казахской гидрогеологической экспедицией.

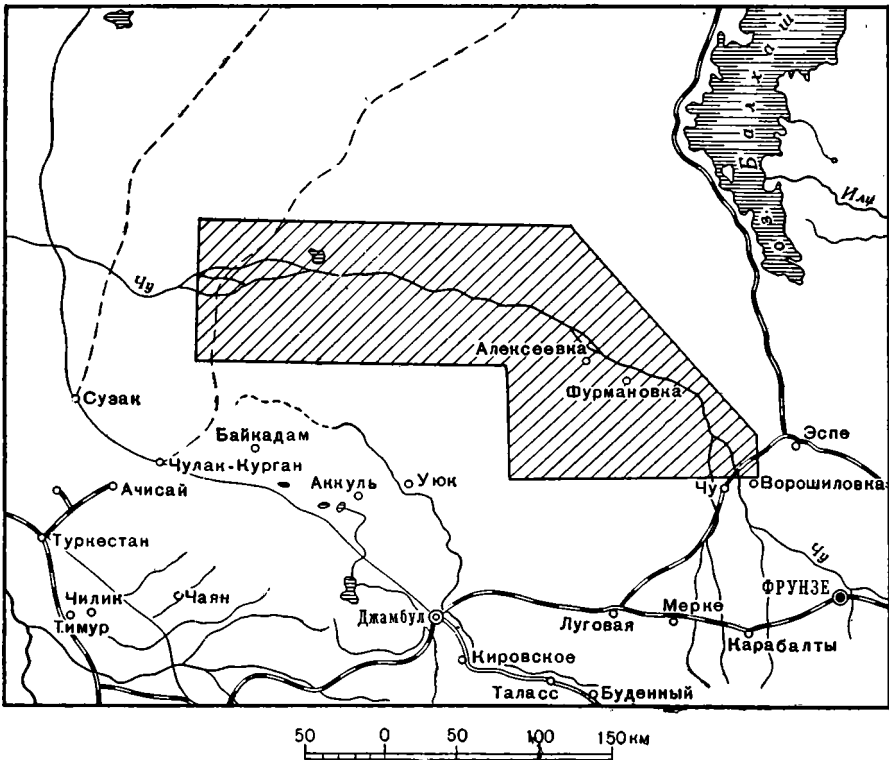
Палеонтологические материалы, собранные мною, определялись в разное время Е. И. Беляевой, В. С. Бажановым, Т. М. Микулиной, Р. Д. Мерклиным, Л. С. Гликманом и Г. Ф. Шнейдер. Спорово-пыльцевые анализы выполнены Е. И. Глуценко в спорово-пыльцевой лаборатории Воронежского лесотехнического института. Минералогические анализы шлихов выполнены К. Д. Борисовой и А. Н. Петровой в шлиховой лаборатории Андассайской экспедиции.

Руководство настоящей работой вначале осуществлял В. И. Громов, а впоследствии — Е. В. Шанцер. Большую помощь в работе, как в полевой, так и в камеральный периоды, мне оказывала К. В. Никифорова. В процессе работы над монографией я пользовался консультацией В. В. Ламакина и В. Н. Разумовой. Всем перечисленным товарищам я приношу глубокую благодарность.

Глава I

РЕЛЬЕФ И ГИДРОГРАФИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Описываемая территория (фиг. 1) занята пустынями и полупустынями с крайне бедной растительностью. Для большей ее части характерен равнинный или слабоволнистый рельеф. Лишь по восточной окраине прослеживаются низкие горы, получившие в литературе название Чу-Илийских. Юго-восточным окончанием их являются горы Айтау (Лунные горы), которые восточнее, за долиной р. Курты, сменяются плато Карой, а последнее переходит в хр. Джунгарский Алатау. Д. И. Яковлев (1941) горную



Фиг. 1. Обзорная карта района работ. Косой штриховкой показана исследованная территория

систему, расположенную к западу от плато Карой, выделил под названием Бурунтау.

С северо-запада к Айтау подходят горы Хантау, переходящие в этом же направлении в плоскогорье Джильтау.

Наибольшая абсолютная высота гор Хантау составляет 1200 м; относительное превышение их над прилегающей с юго-запада равниной 600—700 м. Склон, обращенный к р. Чу, крутой и расчленен многочисленными короткими, но глубоко врезанными логами. Противоположный северо-восточный склон пологий.

Плоскогорье Джильтау («горы ветров»), так же как и массив Хантау, имеет крутой, сильно расчлененный юго-западный склон и пологий северо-восточный. В пределах плоскогорья с юго-востока на северо-запад выделяются горы Майжарылган, Джамбул (с юго-восточными отрогами, носящими название Акжал) и Чагырлы. Горы Майжарылган имеют в длину около 50 км и в ширину около 6 км. Максимальные абсолютные отметки их не превышают 578 м. Относительная высота гор 150—200 м. Горы Джамбул отделены от гор Майжарылган широкой депрессией, именуемой Сарыбулакской. Длина гор Джамбул около 35 км, а максимальная ширина 8 км. Самая высокая вершина гор — Кызылбилек имеет отметку 974 м над уровнем океана. Другая вершина — Беркутчоки — поднимается до 851 м. Относительная высота гор над поверхностью Саксаулдалы 550—650 м. Эти горы из общего фронта массива Джильтау несколько выдвинуты к юго-западу. К северо-западу и юго-востоку высота гор уменьшается до 500—550 м. Горы Чагырлы поднимаются над уровнем океана на 500—530 м, а над прилегающей с юго-запада равниной — на 100—120 м. Длина их около 50 км, а ширина 5 км.

В большинстве случаев вершины описанных гор плоские. Это свидетельствует о том, что ранее здесь была почти-равнина, в дальнейшем приподнятая тектоническими движениями и расчлененная в результате деятельности эрозии.

Северо-западной оконечностью Чу-Илийских гор является гора Байгара, расположенная близ северо-восточного угла исследованной территории. Ее максимальная абсолютная высота 665 м, а относительная — около 200 м.

Однако горная система не заканчивается здесь, а протягивается дальше к северо-западу, где ей вместе с прилегающими с северо-востока холмистыми пространствами Д. И. Яковлев дал название Бет-Пак-Тау. К юго-западу от этой территории расположена Бет-Пак-Дала, которую Д. И. Яковлев вместе с Бет-Пак-Тау объединяет под названием «Голодная степь». Указанное деление ее следует признать вполне целесообразным. Территория Бет-Пак-Тау в геологическом, естественно-историческом и экономическом отношениях представляет единое целое, но в то же время имеет много общего и с Бет-Пак-Далой.

Среди волнисторавнинных пространств, развитых к западу от Чу-Илийских гор, можно выделить довольно разнообразные элементы рельефа. К северу от р. Чу прослеживаются грядово-мелкосопочные, мелкосопочные и равнинные участки, столовые возвышенности, замкнутые и полузамкнутые впадины, небольшие массивы бугристо-грядовых песков. К югу от р. Чу, в Муюнкумах, развиты по преимуществу песчаные бугры и гряды эолового происхождения, большей частью закрепленные растительностью.

Структурно-денудационный, грядовый, грядово-мелкосопочный и мелкосопочный рельеф развит в области выходов палеозойских пород на северной окраине района. Высота сопок и гряд изменяется от 5—10 до 20 м, длина гряд варьирует в больших пределах — от 1—4 до 15—20 км и больше. Гряды длиной более 10 км прослеживаются, например, в районе впадин Кызылгуз, Каратуз и Акой. Они имеют здесь характерную дуго-

образную форму, с выпуклой стороной, обращенной на северо-восток. Вершины гряд в большинстве случаев плоские, а склоны — асимметричные. Склон, направленный по падению, пологий, а противоположный — крутой. Простираение гряд совпадает с простираем пород. Наиболее резкие и высокие гряды с крутыми склонами образованы известняками, а низкие и пологие — песчаниками. Общая равнинность этого участка нарушается лишь одной останцовой горой Курманчите, максимальная абсолютная отметка которой достигает 489 м над уровнем океана, а относительная — 90 м.

Равнинные участки связаны с выходами меловых, третичных и четвертичных пород. Особенно широким развитием они пользуются в районе сора Буралкенынтуз и к западу от бугров Тантай.

Столбовые возвышенности в изученном районе развиты к западу от гор Чагырлы. Это возвышенности между логами Андассай и Кеншагыр, между логом Кеншагыр и р. Карчингалы. Они образованы горизонтально или почти горизонтально залегающими породами третичного и четвертичного возраста, обладающими различной устойчивостью к выветриванию. Бронирующим горизонтом в них, предохраняющим возвышенности от разрушения, является нижнеплейстоценовая конгломерат-брекчия. Между этими значительными по площади столовыми возвышенностями в верховьях лога Кеншагыр имеется столовый останец Торткуль, поперечни которого составляет всего лишь 1 км.

В 20 км к западу от указанных столовых возвышенностей тянется обширное столовое плато Тассуекоба, образованное верхнемеловыми морскими осадками, в которых роль устойчивого горизонта играют песчаники и конгломераты, а также уплотненные галечники, слагающие поверхность плато. Длина этого плато около 60 км и максимальная ширина в западной части 22 км. Ровная поверхность его местами нарушается пологими и обширными понижениями и такого же рода повышениями. Абсолютные высоты поверхности плато изменяются от 300 до 320 м; отдельные вершины имеют абсолютные отметки 335—340 м. Плато Тассуекоба круто обрывается на север, к впадине Сарой, и более полого на юг, к долине р. Чу. Южный склон его местами изрезан многочисленными ветвящимися ложками.

Бессточные впадины на изученной территории в зависимости от характера дна называются либо сорами, либо такырами. Соры — это топкие грязи, покрытые с поверхности белой коркой соли, очень схожие издали с поверхностью снежного наста в солнечный день. В ряде случаев грязи покрыты небольшим слоем (20—30 см) рапы. Соры резко преобладают над такырами. К наиболее крупным из них относятся Каратуз, Кызылтуз, Джамангын, Буралкенынтуз, Каракыр, Майдагенколь и Казыккакан. Некоторые из перечисленных соров имеют значительные размеры. Например, диаметр сора Буралкенынтуз более 10 км, а сор Казыккакан имеет в длину 20 км и среднюю ширину 3 км. Глубина впадин, занятых сорами, изменяется от 30—40 до 80 м. Кроме перечисленных соров, встречается много более мелких, не имеющих специальных названий.

Следует отметить, что абсолютные отметки русла р. Чу, расположенные на одном меридиане с указанными соровыми впадинами, — выше отметок дниц этих впадин. Так, абсолютная высота дниц впадин Каратуз и Кызылтуз равна 220 м, а отметка русла р. Чу южнее их — 260 м, т. е. на 40 м выше. Абсолютная отметка дна впадины Буралкенынтуз равна 206 м, а отметка русла р. Чу, также южнее ее, — 226 м.

Для возникновения соров, указывает А. Л. Яншин, «необходима либо вполне водонепроницаемая глинистая подстилка, либо же расположение поверхности сора на уровне грунтовых вод, т. е. постоянное подпитывание его водою, испарение которой обогащает осадки сора солями» (1953, стр. 9).

Большинство соров описываемого района имеет, по-видимому, водонепроницаемую подстилку, представленную глинами коры выветривания, развитой на различных породах палеозоя. Это соры Каратуз, Кызылтуз, Джамангын и другие. Возникновение соров Каракыр, Майдагенколь и Казыккакан, расположенных восточнее и южнее оз. Большой Камкалыкуль, вызвано близостью грунтовых вод, выходящих здесь на поверхность в виде многочисленных родников.

Глинистые, идеально ровные поверхности называются такырами. Поверхность их покрыта сетью полигональных трещин и почти совершенно лишена растительности. Галька и гравий, сносимые со склонов, концентрируются в трещинах, образуя характерные каменные кольца. Такыры образуются на месте понижений рельефа, в которые сносится тонкообломочный материал во время весеннего снеготаяния и дождей. В отличие от соров, имеющих водонепроницаемую глинистую подстилку, такыры возникают там, где дно первичного понижения образовано в какой-то мере водонепроницаемыми породами (Яншин, 1953). В исследованном районе такими породами являются трещиноватые породы палеозоя. Они, поглощая избытки солевых растворов, препятствуют превращению такыра в сор. Только этим можно объяснить, что впадина Кызылтуз, на дне которой выходят глины коры выветривания, представляет собой сор, а расположенная рядом впадина Акой, дно которой сложено песчаниками карбона, является типичным такыром. Длина его около 4 км, а ширина 2 км, глубина впадины достигает 90 м. Затакыренные поверхности развиты также во впадине Сарой и к северу от нее.

Бугристо-грядовый эоловый рельеф прослеживается во впадине Сарой и на поверхности Саксаулдалы, лежащей на продолжении первой к юго-востоку. Здесь встречаются как одиночные бугры, так и целые группы их. Высота бугров не превышает 5—10 м. В настоящий момент они в большинстве случаев полузакреплены растительностью, препятствующей их перевеванию. В местах отсутствия последней наблюдаются интенсивная дефляция в одном месте и накопление эоловых бугров в другом.

Поверхность песчаного массива Муюнкумы характеризуется довольно большими колебаниями высот — от 700 м в юго-восточной части до 120—200 м в западной. Абсолютные отметки его, по крайней мере в пределах оз. Большой Камкалыкуль — плато Тассуекоба, снижаются также от центральной части в северном и южном направлении, т. е. поверхность массива здесь характерна сводообразная. Северная, окраинная часть песчаного массива представлена равниной, на которой эоловые бугры и гряды не имеют сплошного распространения, что связано, как будет показано ниже, с выходами в таких местах пород не только четвертичного, но и дочетвертичного возраста, не подверженных развеиванию.

Ориентировка песчаных гряд и разделяющих их понижений разнообразна. Специально изучавшие Муюнкумы А. Г. Гаель и Е. С. Останин указывают, что «преобладает юго-восточное — северо-западное направление, но встречаются и меридиональное и иные направления» (1939, стр. 238). Высота эоловых бугров и гряд варьирует от 2—5 до 10—15 м в окраинной части массива и достигает 30—40 м в центральной. Бугры и гряды закреплены или полузакреплены растительностью, что отмечают также А. Г. Гаель и Е. С. Останин: «Сыпучие, лишённые растительности пески вряд ли занимают более 7—10% площади массива» (1939, стр. 252). Исходным материалом для образования бугров и гряд послужили аллювиальные пески четвертичного возраста (Елисеев, 1956).

Гидрографическая сеть описываемого района представлена экзотической (транзитной) рекой Чу, с долиной которой связан ряд озер, и системой сухих логов — саев, спускающихся с Чу-Илийских гор и отчасти с окраины лежащего западнее их плато, по которым во время дождей и снеготая-

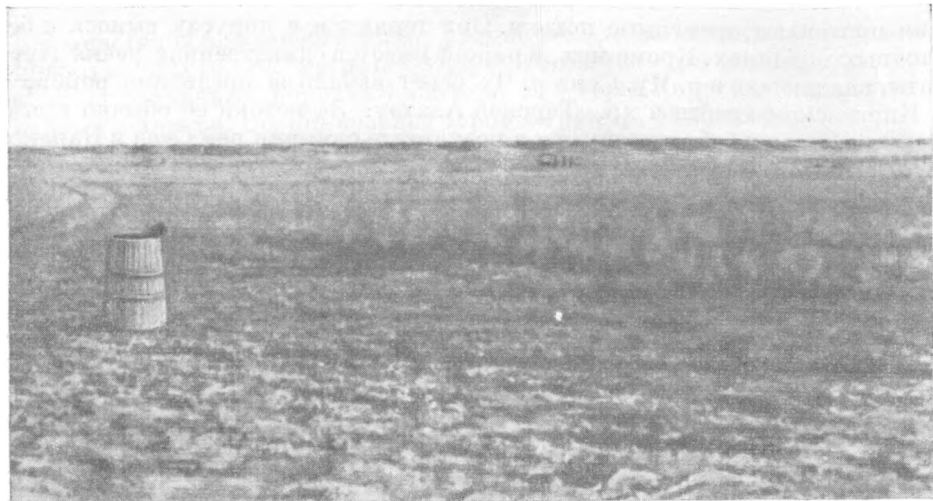
ния протекают временные потоки. Они теряются в конусах выноса и бессточных впадинах. Кроме них, в районе имеется единственная речка Курагаты, впадающая в р. Чу. Сама р. Чу берет начало за пределами района — в Киргизском хребте и хр. Терской Алатау. За истоки ее обычно принимают р. Кочкур, образующуюся в результате слияния рек Суек и Каракол. Б. А. Федорович (1935) за верховья р. Чу принимал р. Джуванарык («большой поток») с его верховьями—р. Каракуджур, которая, по его мнению, играет основную роль в питании этой реки. Река Чу не имеет устья, т. е. относится к типу слепых. Она теряется в песках в районе оз. Большой Ащиккуль (близ устья р. Бактыкарын). Однако несомненно, что раньше она впадала в Сыр-Дарью. Протяженность р. Чу (от истоков до оз. Большой Ащиккуль) около 1000 км.

Начиная с Боамского ущелья и до зимовья Карабугут р. Чу течет в северо-западном направлении, параллельно хребту Кендыктас и Чу-Илийским горам. Западнее зимовья Карабугут направление ее течения близко к широтному. Постоянный поверхностный водоток в русле Чу наблюдается только до с. Фурмановки (Гуляевки). Ниже в течение большей части года в русле прослеживаются отдельные, изолированные один от другого плесы, соединяющиеся только во время паводков. Паводки на р. Чу наблюдаются весной, летом и зимой. Весенний кратковременный паводок, связанный с таянием снегов в горах и на равнине, проявляется по всей реке. Летний паводок, возникающий в результате таяния ледников и снежников в горах, ощущается резко при выходе реки из Боамского ущелья. По данным Д. И. Яковлева (1941), здесь средний расход воды равен для июня 90,9 м³/сек, для июля—94,7 м³/сек и для августа — 85,4 м³/сек. Ниже по течению расход воды уменьшается за счет использования ее на орошение полей, и у с. Фурмановки в июле он составляет только 35 м³/сек. Вследствие этого летний паводок на р. Чу не проявляется совсем от Ташуткуля и ниже.

Спуск вод с полей приводит к увеличению расхода воды, достигающего максимума, по данным Гуляевского гидрометрического поста, в декабре (83,6 м³/сек) и январе (83,5 м³/сек), т. е. возникает настоящий зимний паводок; приведенные цифры расхода воды равны цифрам расхода ее в этом месте в весенний паводок или очень близки к ним. Например, максимальный расход воды в апреле составляет здесь 89,2 м³/сек.

В исследованной части долины р. Чу имеются следующие довольно большие озера, прослеживающиеся ниже колхоза «Алгатарт»: Кокуйденкуль, Малый, или Верхний Каракуль, Малый, или Верхний Камкалыкуль, Большой, или Нижний Каракуль, Жаланаш, Тузкуль, Сарычиганак, Жайляукуль, Малый, или Верхний Ащиккуль, Сассыккуль и Большой, или Нижний Камкалыкуль. Вода в озерах или пресная, но плохого качества (от наличия сероводорода), или соленая, совершенно не пригодная для питья. Глубина озер от 1 до 3—4 м. Самое крупное из перечисленных озер — Кокуйденкуль, площадь которого равна около 20 км². Озера Большой Каракуль и Большой Камкалыкуль имеют площадь, приблизительно равную 8 км²; площадь остальных озер меньше.

Характерной особенностью долины р. Чу, отмеченной еще Д. И. Яковлевым (1941), является наличие в ней расширенных и суженных участков. Четко выделяются следующие крупные расширенные участки, или так называемые разливы (снизу вверх): Акджаякынский (за пределами района), Нижнекамкалинский и Гуляевский. Ширина Нижнекамкалинского разлива достигает 30 км. Такова же приблизительно и максимальная ширина Гуляевского разлива (у колхоза «Алгатарт»), а длина его около 100 км. Между ними имеются расширенные участки более мелких размеров: Нижнекаракольский, шириной 20 км, и Сарычиганакский, около 10 км. Эти расширенные участки являются внутридолинными дельтами, обязанными



Фиг. 2. Сухая долина Кеншагыр у столового останца Торткуль.
Фото А. А. Мاستрюковой

своим возникновением, как увидим ниже, действию новейших и современных тектонических опусканий. В этих участках река, как правило, разбивается на ряд русел — проток, которые местные жители называют узками.

В суженных местах ширина долины к западу от Гуляевского разлива обычно 4—7 км, к юго-востоку от него 1,5—2 км.

С Чу-Илийских гор в сторону р. Чу стекают временные потоки по логам Кишкине-Джидели, Сункар, Талды, Шиентас, Сарыбулак Восточный, Джаксыталды и Джаманталды, Аккудук, Суукбулак, Куртуланбулак, Тарланат, Сарыбулак Западный, Карчингалы, Кеншагыр и Андассай. С юго-восточной части Бет-Пак-Далы в южном направлении спускаются лога Коктал и Безымянный, открывающиеся в полузамкнутую впадину Сарой, и в широтном направлении — лог Каратуз, впадающий в бессточную впадину того же названия. С северной окраины песчаного массива Муюнкумы спускается лишь один лог Кызылкокан длиной около 5 км. Поток, направляясь по этому логу к р. Чу, не достигает ее, а исчезает в наносах Чуйской поймы.

Летом перечисленные лога или совершенно сухие (фиг. 2), или имеют изолированные плесы, не пересыхающие в течение всего года благодаря подпитыванию их грунтовыми водами.

Глава II

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Пустынные пространства Бет-Пак-Далы и Муюнкумов оставались геологически слабо изученными почти до самого последнего времени. Такое «пренебрежительное» отношение к геологическому изучению этого района было вызвано удаленностью его от железных дорог, с одной стороны, и неблагоприятностью климатических условий — с другой.

Первые сведения о Бет-Пак-Дале носили отрывочный характер и касались главным образом географических особенностей территории. Некоторые данные о западной и восточной ее частях (по которым проходили путешественники и купцы из России в Среднюю Азию) стали появляться в литературе с давних времен. Так, горные чиновники Бурнашев и Поспелов в 1800 г., направляясь из Семипалатинска в Ташкент, пересекли Бет-Пак-Далу в самой западной ее части (по Кендерлыкской караванной дороге). Возвращаясь, они пересекли ее восточнее (по Уванасской караванной дороге). «Это были, кажется, первые горные люди, которые, помимо своего интересного пути, сообщают кое-что о породах Туркестана» (Мушкетов, 1886, стр. 79). Правда, в Бет-Пак-Дале они, «сколько обстоятельства позволяли рассматривать, ... не встречали рудных мест, ни особых редких произведений природы, кои бы заслуживали быть здесь описаны» (Поездка Поспелова и Бурнашева в Ташкент в 1800 г., 1851, стр. 19).

В 1832 г. вышла работа А. И. Левшина, состоящая из трех частей. В первой части приводится географическое описание Киргизских степей, во второй — история заселения их, в третьей — этнографические сведения.

В течение ряда лет (в 1840—1841 и 1843 гг.) в Казахстане работал ботаник А. Шренк, посетивший также Бет-Пак-Далу. В 1842 г. он обследовал горы Улутау, спустился по р. Сарысу до р. Чу, по которой дошел до уроч. Уланбель; затем пересек Бет-Пак-Далу по Каркаралинской дороге. В 1843 г. Шренк посетил юго-западное побережье Балхаша и горы Хантау. «Его коллекции с западных берегов Балхаша, гор Хантау, Улутау и пр. до сих пор представляют единственный материал по геологии этих местностей, большую часть которых после Шренка никто не посещал» (Мушкетов, 1886, стр. 104).

В 1886 г. в «Известиях Русского географического общества» опубликовано извлечение из отчета о рекогносцировке капитана Генерального штаба Гольмстрема в 1865 г. под названием «О путях, ведущих из Западной Сибири в Туркестанскую область». В этой работе, в частности, указывается, что «так называемая Голодная степь, на всем пространстве до 200 верст

шириною почти совершенно безводна, и проходящие караваны пользуются водою из колодцев и немногих ключей, вода в которых более чем дурного свойства» (Гольмстрем, 1866, стр. 142). Далее имеется указание на бедность этой территории растительностью, представленной джусаном и кустами кокпека.

В 1867 г. полковник Полторацкий кратко осветил характер р. Чу в ее верховьях (за пределами изучаемой территории). Он указывает, что вода в ней мутная и глинистая, но не вредная для употребления. Поверхность долины изобилует лугами, но совершенно безлесна.

Осенью 1873 г. Копылов обследовал р. Чу на лодке «Владимир». Начав свой маршрут в 17 км ниже г. Фрунзе (бывш. Пишпек), он доехал приблизительно до оз. Малый Каракуль и дальше проехать не мог. В заметке (Копылов, 1874) приводится описание растительности по берегам р. Чу, характера берегов, отмечается глубина русла, скорость течения. Камышовые заросли на этой реке, по свидетельству Копылова, изобиловали тиграми и барсами.

В 1878 г. Г. Д. Романовский привел первые геологические данные о Чу-Балхаш-Илийском водоразделе. На геологической карте, приложенной к работе, помимо пород палеозоя, выделены и третичные отложения.

В 1886 г. вышла большая работа И. В. Мушкетова «Туркестан. Геологическое и орографическое описание по данным, собранным во время путешествия с 1874 г. по 1880 г.», в которой приводится подробная история исследования Средней Азии и, в частности, Бет-Пак-Далы. Данные о геологии Бет-Пак-Далы и Муюнкумов в ней отсутствуют.

В 1883 г. западную часть Бет-Пак-Далы и низовья р. Чу (вне пределов исследованной нами территории) посетил В. К. Герн. Из Акмолинска к р. Чу он ехал по Кендерлыкской караванной дороге, а обратно возвращался по Уванасской. В статье об этой поездке В. К. Герн (1889) кратко описывает караванный путь, рельеф пустыни, особенности растительного и животного мира.

В 1886 г. А. Н. Краснов изучал растительность Чу-Балхашского водораздела. В его работе «Опыт истории развития флоры южной части Восточного Тянь-Шаня» (1888), кроме описания растительности, имеются и другие сведения географического характера.

В 1888 и 1889 гг. геодезист Ю. А. Шмидт посетил район, расположенный между реками Ишим и Чу, с целью определения астрономических пунктов для предстоящей топографической съемки. Кроме этого, он производил метеорологические наблюдения, гипсометрические и магнитные определения, а также собрал материалы географического и этнографического характера. Последние изложены в статье «Очерк Киргизской степи к югу от Арало-Иртышского водораздела в Акмолинской области» (1894). В этой работе впервые довольно подробно описана природа западной части Бет-Пак-Далы (главным образом к западу от изученного района) и долина р. Чу от оз. Малый Камкалькуль до ее устья. Ю. А. Шмидт намечает границы Бет-Пак-Далы, описывает колодцы, основные караванные пути (Кендерлыкский, Уванасский и Каркаралинский), рельеф, растительность и климат, в долине р. Чу — характер русла, броды, озера. Вопросы геологии в работе не затронуты, если не считать описания одного разреза глин из уроч. Тамгалы (за пределами нашего района).

В 1898 г. Л. Р. Чермак совершил путешествие из г. Каркаралинска на р. Чу с целью исследования хозяйства киргизов, населявших долину этой реки. В заметке об этой поездке (Чермак, 1900) приводятся краткие сведения о почве, растительности и животном мире восточной части Бет-Пак-Далы. В конце заметки описываются особенности ведения сельского хозяйства киргизами.

Осенью 1903 г. гидротехник А. П. Соловьев проехал из Акмолинска в Ташкент через восточную Бет-Пак-Далу (по Каркаралинской дороге). Свои гидрогеологические наблюдения он изложил в статье «Из наблюдений на юге Акмолинского уезда» (1904₂). По его мнению, подземной воды в Бет-Пак-Дале много, но мало водоемов, при помощи которых она может быть использована. Чтобы использовать эту территорию для народного хозяйства, необходимо увеличить количество колодцев (кудуков). О горных породах, содержащих воду, никаких сведений в статье не приводится. Некоторые сведения о горных породах, развитых в западной части Бет-Пак-Далы, находящейся вне пределов нашей территории, он приводит в другой статье того же названия (1904₁).

В 1906—1908 гг. горный инженер А. А. Козырев изучал гидрогеологические условия юга Акмолинской обл., захватив также Бет-Пак-Далу. В пределах последней было проложено три маршрута, два из которых (проделанные А. А. Козыревым) прошли к западу от исследованной нами территории, а третий, проделанный горным инженером А. И. Корнеевым, захватил западную часть нашего района (горы Тантай). В своей книге А. А. Козырев описывает рельеф, почвы, растительность и колодцы Голодной степи. В практическом отношении Бет-Пак-Дала, по его мнению, не имеет значения из-за отсутствия «пригодного для культуры земельного фонда» (1911, стр. 630). К работе приложена геологическая карта (масштаба 20 верст в 1 дюйме), на которой в западной части нашего района (к западу от оз. Сарычиганак) показаны нерасчлененные третичные отложения, представленные «красно-бурыми и синеватыми гипсоносными глинами и песчаниками» (Козырев, 1911, стр. 624). Последние, по мнению А. А. Козырева, перекрываются послетретичными осадками. Однако они на геологической карте не выделены. Это была вторая (после Г. Д. Романовского) работа, в которой рассматривается геологическое строение Причуйских степей с нанесением выходов горных пород различного возраста на геологическую карту.

В течение ряда лет (с 1910 по 1916 г.) в долине р. Чу, с целью ее орошения, производились изыскания под руководством инженера В. А. Васильева. Исследованиями были охвачены верхняя и средняя части долины (от истоков р. Чу до оз. Кокуйденкуль). Материалы, касающиеся географии долины р. Чу на отмеченном отрезке, изложены в двух статьях В. А. Васильева (1911, 1913). Особенно подробно описаны почвы ниже с. Новотроицкого, общей чертой всех типов которых является сильная засоленность. Холмы, известные под названием Чибыр (бывшие «Святые горы»), находящиеся в 30 км выше ст. Чу, по мнению В. А. Васильева, не являются отложениями р. Чу. Только начиная с с. Новотроицкого «берега р. Чу образованы из собственных наносов реки» (Васильев, 1913, стр. 316).

В 1913 г. вышел девятнадцатый том монографии «Россия. Полное географическое описание нашего отечества», посвященный Туркестанскому краю. В книге имеются общие географические сведения о р. Чу (протяженность, притоки и пр.) и песках Мууюнкумы. Территория, лежащая к северу от р. Чу, т. е. Бет-Пак-Дала, в книге не рассматривается.

Л. С. Берг в том же 1913 г. отмечал, что Бет-Пак-Дала «представляет пустынное плато, сложенное из горизонтальных слоев красно-бурых и синеватых гипсоносных глин и песчаников, относимых предположительно к третичной системе» (1913, стр. 142). Чу-Илийские горы он рассматривает как часть Киргизской складчатой страны.

В конце 1924 — начале 1925 г. и в 1926 г. геоботаник Р. И. Аболин обследовал юго-восточную часть Бет-Пак-Далы и Чу-Илийские горы, изложив ботанические сведения о них в книге «Восточная часть Сыр-Дарьинского округа Казахской АССР в естественно-историческом отношении» (1929).

В 1926—1927 гг. почвенные и ботанические исследования в Чу-Илийских горах и низовьях р. Чу проводил почвовед Н. А. Буцков. В 1927 г. в северной части оз. Большой Камкалыкуль при взятии монолита почв он обнаружил палеогеновые устрицы.

В 1927 г. в Бет-Пак-Дале и Муюнкумах начал исследования Д. И. Яковлев, который в течение пяти лет занимался геологической съемкой на огромной территории. Предварительные результаты его работ публиковались в ряде отдельных статей (1929^{1,2}, 1931, 1932), а окончательные изложены в монографии «Голодная степь Казахстана», вышедшей в 1941 г. Эту работу мы реферлируем ниже.

В 1927 г. опубликована также работа А. А. Козырева «Краткий гидрогеологический очерк Казахстана», в которой приводятся сведения о климате Бет-Пак-Далы, ее почвах, растительности и скудные сведения по гидрогеологии; указывается на широкое развитие третичных отложений в западной части пустыни.

В 1933 г. была опубликована небольшая статья А. Г. Владимирова, освещающая новейшие (четвертичные) тектонические движения в долине р. Чу у Ташуткуля. В ней делается правильный вывод о дислокациях молодых аллювиальных террас этой реки.

В 1934 г. в Бет-Пак-Дале начала работать экспедиция Средне-Азиатского университета под руководством В. А. Селевина. Результаты работ экспедиции опубликованы в ряде статей в Трудах института за 1935 г. В этих статьях разбираются вопросы физической географии (почвы, растительность и животный мир) и почти совершенно не затрагиваются вопросы геологии.

Физико-географическому устройству Бет-Пак-Далы посвящена статья Е. П. Коровина и В. А. Селевина (1935), которые подразделяют эту пустыню на две части: восточную, прибалхашскую (с сопочным рельефом), и западную, присарысуйскую (типично равнинную). Это связано, по их мнению, с различным геологическим строением указанных частей. Границей между ними является территория, заключенная между 69 и 71° в. д.

В 1936 г. Т. А. Мордвилко опубликовала статью, посвященную параллелизации третичных отложений Каратау и смежных районов Средней Азии и Казахстана. На приложенной к статье схеме она выделила в Чу-Илийском районе (на основании данных Д. И. Яковлева) плотные песчаники, относящиеся к низам среднего эоцена (алайский ярус), толщи зеленых гипсоносных глин (от верхов среднего эоцена по нижний олигоцен включительно) и красноцветных глин среднеолигоценного возраста (нижне-массагетский ярус), а также песчаники и известняки с костями позвоночных, датирующих их как верхний олигоцен — нижний миоцен (нижне-тургайский и аквитанский ярусы).

В 1939 г. в материалах Комиссии по освоению пустынь, полупустынь и высокогорий опубликована работа А. Г. Гаеля и Е. С. Останина, освещающая Муюнкумы главным образом с геоботанической точки зрения. Кроме того, авторы рассматривают вопрос о происхождении песков. Последние, по их мнению, возникли в результате эоловой переработки аллювиальных накоплений рек Чу и Таласса, что соответствует действительности.

Н. А. Ноздрев, проводивший в 1939 г. геологические исследования в северо-западной части Чу-Илийских гор и южной оконечности степи Саксаулдала, выделил здесь красноцветную песчано-глинистую свиту третичного или мелового возраста и четвертичные отложения. В последних он различает отложения поймы, II и III надпойменных террас долины р. Чу.

В 1941 г., как уже было упомянуто, вышла из печати монография Д. И. Яковлева «Голодная степь Казахстана». Изложенные в ней ре-

зультаты многолетних работ не потеряли своего большого значения вплоть до настоящего времени. В этой работе с той или иной степенью детальности освещены многие вопросы: устройство поверхности, стратиграфия, тектоника, геоморфология, гидрология и полезные ископаемые; очень подробно изложена история исследований. Нужно отметить, что чрезвычайно плохая обнаженность мезозойских и кайнозойских отложений отрицательно сказалась на разработке их стратиграфии, сделанной Д. И. Яковлевым. В районе наших исследований он выделил нерасчлененные меловые отложения, к которым ошибочно отнес красные глины района оз. Большой Камкалыкуль, имеющие, как будет показано ниже, среднеолигоценый возраст; морские верхнемеловые отложения с костями динозавров и стволами окремнелой древесины; морской палеоген по левобережью р. Чу (шириной 10—12 км) на участке к западу от с. Фурмановки до уроч. Сары-Узяк.

Однако морской палеоген здесь развит только в районе уроч. Джидели, на остальной же площади выходят породы другого возраста. Д. И. Яковлев впервые выделил в районе солончака Асказансор (за пределами нашей территории) континентальные олигоценые отложения, охарактеризованные индрикотериевой фауной.

Среди четвертичных отложений им выделены древние и современные аллювиальные отложения. К первым он отнес «серые конгломераты и песчаники, обычно крепко сцементированные глинисто-известковым цементом» (1941, стр. 127), развитые в предгорьях Заилийского Алатау, на побережье Балхаша, в горах Жильтау и Айтау. Он указывает, что в верхних частях долин окатанность галек конгломератов очень мала (это брекчии аллювиального происхождения), книзу окатанность и степень сортировки материала увеличиваются. Возникновение их «связано, скорее всего, с длительной задержкой орогенических процессов в начале четвертичного периода, когда обновленные формы рельефа стали сглаживаться эрозийными агентами» (там же, стр. 128). Анализируя высоты террас, он приходит к выводу о том, что во время их образования проявлялись тектонические движения.

В этой монографии Д. И. Яковлев касается также других важных вопросов: происхождения бессточных впадин, генезиса песков Муюнкумы, характера проявления новейших тектонических движений, которые разбираются мною в соответствующих разделах работы и поэтому здесь не затрагиваются.

В 1941 г. была опубликована статья Ю. А. Орлова, в которой кратко описывается геологическое строение района Асказансора. По мнению автора, фауна Асказансора соответствует фауне слоев Харрисона Северной Америки, имеющих нижнемиоценовый возраст.

В 1941 г. У. М. Ахмедсафин и И. Я. Давыдов изучали гидрогеологические условия восточной части песков Муюнкумы и изложили свои наблюдения в отчете. Они впервые выделили по левобережью р. Чу (от г. Фрунзе до оз. Сарычиганак) пять террас: V — верхнюю (чуль)¹, IV — чуротную², III — равнинную, II — надпойменную и I — пойменную. Данные о возрасте террас и об их относительных высотах над урезом воды в р. Чу в отчете не приводятся. Наиболее высокая, пятая терраса на геологической карте, составленной У. М. Ахмедсафиним и И. Я. Давыдовым, показана в форме овального пятна, вытянутого вдоль железной дороги Фрунзе — Джамбул, на расстоянии 10—15 км к северу от нее. Остальные террасы протягиваются вдоль современного русла реки.

Водоносность западной части песков Муюнкумы в 1942 г. изучали У. М. Ахмедсафин и И. Я. Давыдов. От оз. Сарычиганак до солончака

¹ Чуль в переводе с казахского — «безводье».

² Чуротами местные жители называют долинообразные понижения в песках.

Асказансор они выделяют только четыре террасы: V — верхнюю, III — равнинную, II — надпойменную и I — пойменную. Четвертая (чуротная) терраса, по их ошибочным представлениям, резко выклинивается на меридиане оз. Сарычиганак, а третья (равнинная) — в северном направлении сменяется сразу пятой (верхней). Данные о возрасте и гипсометрии террас также не приводятся.

Впоследствии У. М. Ахмедсафин (1945) несколько изменил свое представление о количестве террас в восточной части песков Муюнкумы, выделив всего четыре: верхнюю, чуротную, равнинную и современную террасы. Он считает также, что эоловые бугры и гряды этой части песков Муюнкумы возникли в результате действия ветра на аллювиальные четвертичные пески, образующие перечисленные террасы.

В 1942 г. опубликована статья Б. А. Петрушевского, кратко освещающая стратиграфию и тектонику территории, расположенной между реками Сыр-Дарья и Чу, а также между Аральским морем и ст. Чу. Он выделяет здесь континентальные меловые отложения, морские эоцен-нижнеолигоценовые осадки, континентальные отложения среднего и верхнего олигоцена и песчаную толщу, в которой по северной оконечности Каратау им обнаружены «большие обломки костей позвоночных, по-видимому, индрикотериев, ранее из Каратау не указывавшиеся» (1942, стр. 58). Однако на прилагаемой к статье схематической карте третичные породы показаны нерасчлененными. Кроме них выделены меловые породы, эоловые пески и аллювий.

В 1945 г. А. А. Флеров, анализируя разрез скважины, пробуренной по левобережью р. Чу в пос. Коскудук (близ ст. Чу), пришел к выводу, что от поверхности до глубины 41,5 м отложения имеют неоплейстоценово-среднеплейстоценовый возраст ($Q_3 + Q_2$), с глубины 41,5 до 78,9 м — эоплейстоценовый (Q_1); ниже лежат третичные отложения. Нашими исследованиями указанные соотношения четвертичных отложений не подтверждаются.

В 1946 г. в восточной части района наших исследований работали Западно-Чуйская и Каракамышская партии, входившие в состав Северо-Чуйской экспедиции Казахского геологического управления.

Западно-Чуйская партия в составе геологов К. А. Рачковской и В. А. Шурыгина производила геологическую съемку в районе плато Тассуекоба и впадины Сарой. Ничего нового по стратиграфии кайнозойских отложений они не дали, если не считать, что на части площади (в районе лога Анддасай, к востоку от логов Коктал и Безымянный), закрашенной Д. И. Яковлевым (1941) цветом, обозначающим верхний мел, они условно выделили третичные породы.

Геологи Каракамышской партии Л. С. Коссовой и С. М. Жарин в 1946 г. производили в районе гор Джильтау и родника Каиб геологические исследования с составлением геологической карты. Широко развиты здесь красно-бурые глины неогена они ошибочно отнесли к олигоцену. Четвертичные отложения ими подразделены на древнеаллювиальные (конгломераты) и современные. К последним они относят отложения террасы, развитой по правобережью Чу, которая, по нашим данным, является верхнеплейстоценовой.

Чуйская партия Центрально-Казахстанской аэрогеологической экспедиции в 1946 г. исследовала более западные части Бет-Пак-Далы (к западу от меридиана 72°). Изучением геоморфологии, а также мезозойских и третичных отложений в этой партии в течение ряда лет (1946—1948) занималась Н. Г. Шубина. В верхнемеловых отложениях она выделяет две разновозрастные свиты: красноцветную севоман-туронскую и песчаную туронскую. К красноцветной свите она относит красные глины среднего олигоцена, развитые в районе оз. Большой Камкалыкуль и запад-

нее — в урочищах Кызыл-Арал и Сумбечит-Арал, повторив ошибку, допущенную Д. И. Яковлевым. Третичные отложения Н. Г. Шубина подразделяет на шесть свит: нижнюю, песчано-известковистую (верхний палеоцен — средний эоцен), свиту зеленых гипсоносных глин (средний и верхний эоцен), свиту кирпично-красных глин (средний и верхний олигоцен), пресноводную песчанистую (верхний олигоцен — нижний миоцен), корбулевые слои (нижний миоцен) и пестроцветную свиту (верхний плиоцен). Третичные отложения, по ее мнению, дислоцированы в пологие складки.

Следует отметить, что Н. Г. Шубина в своих неопубликованных работах довольно категорично заявляет, что полученные ею новые данные о третичных отложениях низовьев р. Чу вскрывают ошибочность взглядов Б. А. Петрушевского и подтверждают правильность стратиграфической схемы Т. А. Мордвилко. С моей точки зрения, это не совсем так. В упоминавшейся ранее работе Б. А. Петрушевский (1942) правильно определили положение слоев в разрезе (зеленые глины эоцен-нижеолигоценового возраста покрываются красными глинами средне- и верхнеолигоценового возраста, а последние — песками с индрикотериями), но допустил ошибку в определении их возраста. Так, возраст зеленых глин, в нашем представлении, — верхний эоцен — нижний олигоцен, красных глин — средний олигоцен, песков с индрикотериями — верхний олигоцен. Возраст этих же свит, по данным Н. Г. Шубиной, таков: нижней — средний и верхний эоцен, средней — средний и верхний олигоцен и верхней — верхний олигоцен — нижний миоцен, т. е. также не соответствует теперешним представлениям.

В 1947 г. У. М. Ахмедсафин свои наблюдения в песках Муюнкумы, а также в песках Южного Прибалхашья изложил в сводной рукописной работе «Подземные воды песчаных массивов южной части Казахстана», представленной им в качестве докторской диссертации. Четвертичные отложения Муюнкумов он подразделяет на четыре разновозрастные группы:

Q_4^{a1} — отложения пойменных и надпойменных террас, Q_3^{a1} — отложения нижних древних террас, Q_2^{a1} — отложения средних террас и Q_1^{a1} — отложения верхних террас. В работе приводится краткая литологическая характеристика осадков, слагающих верхнюю часть террас. Представления У. М. Ахмедсафина о пространственном развитии террас остались прежними — к западу от меридиана оз. Сарычиганак на геологической карте показаны только две террасы, не считая поймы. В действительности их здесь три.

В 1947 г. вышла книга Н. Г. Кассина, в которой разобраны меловые, третичные и четвертичные отложения Казахстана. Однако отложения упомянутого возраста в нашем районе остались неосвещенными, если не считать ошибочного указания Н. Г. Кассина (со ссылкой на Д. И. Яковлева) на развитие красных меловых глин в районе оз. Большой Камкалыкуль¹, которые покрываются отложениями с костями динозавров. Впадины Илийская, Алакульская, Балхашская, Чуйская и Зайсанская, как указывает Н. Г. Кассин, заполнены мощными наносами потоков, спускавшихся с окружающих гор. В разрезе буровых скважин эти толщи дают частое чередование глин, песков, галечников; иногда мощности их достигают 100 м и более.

В монографии С. С. Шульца «Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня», вышедшей из печати в 1948 г., рассматривается структура

¹ Действительный возраст этих глин — средний олигоцен.

и Чуйской впадины в пределах исследованной нами местности. Хотя С. С. Шульц на этой огромной территории сделал лишь один беглый маршрут (вдоль левобережья р. Чу до района оз. Большой Камкалыкуль и затем через Муюнкумы к с. Байкадам и далее к г. Джамбул) и главным образом использовал данные Д. И. Яковлева (1941) и Б. А. Петрушевского (1942) о ее геологическом строении, он пришел в основном к правильным выводам (см. ниже).

Изучением гидрогеологии на территории, прилежащей непосредственно с запада к описываемому району, в 1947 г. занималась И. М. Зубковская. Третичные отложения она подразделила на три толщи: нижнюю, среднюю и верхнюю. Нижняя толща представлена темно-зелеными глинами с фауной эоцен-нижеолигоценового возраста, средняя — кирпично-красными глинами верхнеолигоценового возраста и верхняя — песчано-глинистыми осадками с прослоями песчаников и конгломератов с костями *Indricotherium* и *Maropus* нижне- и среднемиоценового возраста. Отнесение И. М. Зубковской осадков с указанными костными остатками к нижнему миоцену основано на том, что *Indricotherium*, встречающийся совместно с *Maropus*, якобы является миоценовой формой, что неверно. В действительности под названием *Maropus* (впервые определен так К. К. Флеровым) упоминался *Phyllotillon betpaadalensis* (Flerov), характерный для олигоцена.

В 1947 г. в песках Муюнкумы В. И. Иванова проводила геологические исследования, охватившие обширную территорию в пределах Таласского, Сарысуйского и Коктерекского районов. Однако стратиграфии четвертичных отложений автор в отчете не касается. В вопросе о происхождении бессточных впадин района оз. Большой Камкалыкуль она поддерживает взгляды Д. И. Яковлева о дефляционном, или эрозионном (в результате деятельности р. Чу) их образовании.

В 1948 г. в районе гор Джамбул — Чагырлы работали Центрально-Казахстанская поисково-съемочная партия Казахского геологического управления, возглавляемая Г. К. Слесаревым и Н. И. Шумской, и Восточно-Казахстанская геоморфологическая партия ВСЕГЕИ под руководством Шаркова.

В 1949 г. в Бет-Пак-Дале, с целью выяснения перспектив этого района в отношении алмазоносности, начала работы Андассайская геологическая экспедиция. В этом же году Н. Н. Костенко изучал геоморфологию и мезозойско-кайнозойские отложения на площади, охватывшей значительную часть и нашего района. Беглый характер исследований не позволил ему должным образом разобраться в стратиграфии третичных и четвертичных отложений этой огромной, почти совершенно не имеющей обнажений территории. Его выводы по стратиграфии третичных континентальных отложений района Андассая оказались ошибочными не только в определении возраста, но и в представлении о положении слоев в разрезе. Известковистые брекчии, розовые известняки и мергели, являющиеся основанием разреза схемы Н. Н. Костенко (палеоцен — эоцен), в действительности лежат в основании коричневых глин кеншагырской свиты верхнего плиоцена. Из выделенных Н. Н. Костенко палеоценовых, эоценовых, олигоценовых, миоценовых и плиоценовых отложений, по нашим наблюдениям, в этом районе существуют только две свиты; возраст нижней из них — миоценовый, верхней — верхнеплиоценовый.

Четвертичные отложения долины р. Чу (от с. Повотроицкого до оз. Сарычиганак) Н. Н. Костенко условно подразделил на нижне-, средне-, верхне-четвертичные и современные. По его мнению, верхнечетвертичные отложения в районе ст. Чу вложены в среднечетвертичные, а последние подстилаются нижнечетвертичными. В северо-западном направлении (ниже по течению р. Чу) разница в относительной высоте между верхнечетвертичной и среднечетвертичной террасами уменьшается, и на меридиане с. Фур-

мановки верхнечетвертичные отложения уже не вложены в среднечетвертичные, а покрывают последние, образуя внутривпадинную дельту. Изложенные взаимоотношения четвертичных отложений нашими исследованиями не подтверждаются.

Кроме Н. Н. Костенко, в этом же году работали Н. И. Шумская, изучавшая конгломератовые толщи Чу-Балхашского водораздела, и Е. Д. Полякова, З. И. Гурьева и Г. М. Другова, занимавшиеся изучением геологии и геоморфологии гор Джамбул и Майжарылган. Поисками алмазов в районе Андассайского ультрабазитового массива занималась в 1950 г. А. А. Матрюкова.

Несмотря на наличие перечисленных исследований, стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений Причуйских степей к началу наших работ не была достаточно полно разработана. Наблюдения показали, что даже в западной части района, где третичные отложения были изучены лучше, требовали поправки не только пространственное распространение свит и их возраст, но и представление о положении некоторых слоев в разрезе. Так, единую толщу белых и светло-желтых песков сора Буралкенытуз Н. Г. Шубина отнесла в уроч. Бестюбе к верхнему палеоцену — среднему эоцену, а в уроч. Буралке — к нижнему миоцену. Отнесенные ею к плиоцену светло-розовые пески, залегающие в кровле красных глин в районе оз. Большой Камкалыкуль, не могут иметь такой возраст, ибо местами перекрываются образованиями с фауной индрикотериев. Остались совершенно не изученными литология и генезис третичных осадочных толщ. Типично аллювиальные отложения верхнего олигоцена и нижнего миоцена Н. Г. Шубина считала озерно-болотными. Почти ничего не было известно о породах, подстилающих четвертичные пески Муюнкумы. Как уже указывалось, Д. И. Яковлев (1941) в северной полосе их развития (к югу от р. Чу на расстоянии 10—12 км) показал морской палеоген; однако наличие его нашими исследованиями также не подтвердилось.

В 1950 г. совместно с З. И. Гурьевой я изучал мезозойско-кайнозойские отложения и геоморфологию района впадины Сарой и плато Тассуекоба. Так как фауна в этом году еще не была обнаружена, то желтые пески и галечники верхнего олигоцена в восточной части впадины Сарой З. И. Гурьева ошибочно отнесла к неогену, а темно-коричневые неогеновые глины района Андассая — к палеоцену.

К этому же году относятся геологические исследования Н. И. Шумской в районе логов Андассай и Кеншагыр. Н. И. Шумская полностью приняла стратиграфическую схему третичных отложений этого района, предложенную Н. Н. Костенко, повторив тем самым все его ошибки.

Юго-восточнее указанного района, в горах Джамбул — Майжарылган и в прилегающей к ним небольшой части Чуйской впадины в 1950 г. работала Г. М. Другова. Третичным и четвертичным отложениям в ее отчете уделено очень мало внимания; приведенные данные базируются на исследованиях З. И. Гурьевой в 1950 г.

Исследования, начатые мною в 1950 г., продолжались в течение шести лет (в 1950—1953 и 1956—1957 гг.). Их результаты изложены в ряде работ (Елисеев, 1956, 1958^{1,2}, 1959). Одновременно с нашими исследованиями изучением мезозой-кайнозой Бет-Пак-Далы и Муюнкумов занимались К. В. Никифорова и Н. А. Константинова. Работы, проведенные К. В. Никифоровой и автором, значительно изменили существовавшее представление о геологии Причуйских степей.

Институтом географии Академии наук СССР в 1950 г. опубликована книга «Казахстан. Общая физико-географическая характеристика». В главе «Рельеф и геологическое строение» (авторы — А. А. Григорьев, Г. А. Авсюк, П. С. Макеев и др.) имеются некоторые сведения о рельефе описываемого района, определяются границы Чу-Илийских гор.

В 1952 г. З. И. Гурьева в кандидатской диссертации несколько уточнила свои прежние положения, основываясь на находках фауны третичных млекопитающих, сделанных мною и К. В. Никифоровой. Однако в целом ее представления о стратиграфии района остались далекими от принятых в настоящее время. Так, по ее мнению, отложения морского палеогена ($Pg^{m}_{2,3}$) развиты в логу Кызылкокан и к западу от оз. Жаланап. Наши же исследования показали, что в упомянутом логу развиты континентальные отложения верхнего плиоцена, а к западу от оз. Жаланап — континентальные образования верхнего олигоцена. З. И. Гурьева считает, что к северу от впадины Сарой развиты аллювиальные отложения плиоценового возраста. В действительности здесь прослеживаются верхнеолигоценовые и верхнемиоценовые породы, выполняющие долины. К среднетретичным она относит осадки, развитые во впадине Сарой и к юго-востоку от нее. По нашему мнению, возраст их — верхнеплейстоценовый. Новейшие тектонические движения, по З. И. Гурьевой, проявились главным образом в форме разрывов. Она отрицает наличие изгиба поверхности древнего пенеплена под воздействием тектонических движений, не приводя для этого сколько-нибудь убедительных доводов.

К. В. Никифорова и Н. А. Константинова обследовали в 1952 г. обширную территорию, прилежащую с обеих сторон к р. Чу — от солончака Асқазансор на западе до гор Чагырлы на востоке и далее в юго-восточном направлении до гор Хантау. Кроме того, они проделали маршруты по р. Сарысу от оз. Телекуль до широты 47° . В некоторых из этих маршрутов совместно с К. В. Никифоровой принимал участие автор. Авторы расчлениют третичные отложения на указанной территории на средне- и верхнеэоценовые морские (к которым в нашем районе ошибочно отнесены галечники плато Тассуек-Оба и других мест, имеющие, как это удалось выяснить впоследствии, верхнемеловой возраст); верхнеэоценовые — нижнеолигоценовые морские; среднеолигоценовые континентальные, представленные красными глинами; верхнеолигоценовые, нижнемиоценовые (за пределами района) и плиоценовые. Это была первая стратиграфическая схема огромной территории, в основном правильно отразившая возраст и положение в разрезе отдельных свит. Только в осадках, отнесенных к плиоцену, впоследствии основание толщи было выделено в другую свиту, более древнего возраста; за верхними слоями ее до сих пор сохранен плиоценовый возраст.

Во время наших исследований на северо-восточной окраине Чуйской впадины была опубликована статья М. И. Александровой (1952) о происхождении бессточных впадин Бет-Пак-Далы. По мнению М. И. Александровой, один ряд бессточных впадин образовался в результате проявления карстово-эрозионных процессов, другой своим возникновением обязан первичным герцинским брахисинклиналям, обработанным впоследствии водой и ветром. Ее утверждение, что оба ряда впадин заложились еще в меловое или доюрское время, находится в противоречии с новыми данными.

В 1952 г. были изданы «Очерки по физической географии Казахстана» под редакцией И. П. Герасимова. В них приводятся некоторые сведения о рельефе и гидрографической сети обследованной территории.

В том же 1952 г. Е. Д. Полякова закончила отчет о геологопоисковых работах, производившихся партиями Андассайской экспедиции в горах Джамбул, Майжарылган и Хантау в 1949—1950 и 1951 гг. Типичные верхнемеловые конгломераты розового цвета, развитые в устьевой части лога Тарланат, она ошибочно отнесла к третичной системе. Красно-бурые глины, распространенные к северо-западу от указанного лога, Е. Д. Полякова относит к неогену, параллелизуя их с фаунистически охарактеризованными глинами района Андассай, имеющими верхнемиоценовый воз-

раст. По нашим наблюдениям, красно-бурые глины — верхнеплиоценовые.

После окончания наших основных исследований работу в этом районе в 1951 г. продолжала Казахская гидрогеологическая экспедиция. В этом году В. И. Дмитриевский и другие гидрогеологи исследовали левобережье р. Чу от с. Новотроицкого до меридиана $69^{\circ}30'$. На геолого-литологической карте они выделили серию террас с такой возрастной индексировкой: пойму (Q_{IV}), I надпойменную террасу (Q_{III}^{al}), II надпойменную террасу (Q_{II}^{al}), III надпойменную террасу (Q_{II}^{al}) и IV надпойменную террасу (Q_{I}^{al} ?). Однако никакого обоснования возраста этих террас в отчете не приводится. Границы между ними проведены исключительно по гипсометрическим данным.

Гидрогеологические исследования в 1952 г. в юго-восточной части Бет-Пак-Далы и в северо-восточной части Муюнкумов проводили А. А. Мухоряпова и М. С. Кан, которые четвертичные отложения района песков Муюнкумы условно подразделили на четыре разновозрастные группы: Q_1 — IV надпойменная терраса, Q_2 — III надпойменная терраса, Q_3 — II надпойменная терраса и Q_4 — I надпойменная терраса и пойма. Обоснования возраста террас они не дают. Границы террас проведены по данным У. М. Ахмедсафина за 1947 г.

М. С. Кан в своих последующих работах о Бет-Пак-Дале и Муюнкумах ничего нового к этим представлениям не добавил.

К юго-востоку от описываемой территории (в районе Фрунзе) изучением четвертичных отложений в связи с гидрогеологическими исследованиями занимался П. Г. Григоренко (1954). Четвертичные отложения в этой части Чуйской впадины он условно подразделяет на нижнечетвертичные, среднечетвертичные, верхнечетвертичные и новейшие. Однако, как можно видеть из прилагаемых к его статье рисунков, такое подразделение сделано искусственно. Так например, на одном из рисунков однородная толща суглинков без всякого основания разделена на две разновозрастные части: Q_3 сверху и Q_2 внизу. Мы не можем также согласиться с его утверждением, что в долине р. Чу, в районе лога Саргоу, количество террас достигает четырнадцати. По данным наших исследований выяснилось, что здесь насчитывается только шесть террас.

В 1954 г. Н. Н. Костенко закончил сводную работу о стратиграфии кайнозойских отложений Восточного Казахстана. В этой работе он, опираясь на наши данные, а также на данные К. В. Никифоровой, несколько уточнил стратиграфию третичных отложений в районе Андассая, допустив в то же время некоторые ошибки. В отношении строения четвертичных отложений он полностью придерживается высказанных им ранее взглядов.

В 1955 г. опубликована большая работа Б. А. Петрушевского «Урало-Сибирская эпигерцидская платформа и Тянь-Шань», в которой рассматривается и территория, охваченная нашими исследованиями. Его представления о стратиграфии третичных отложений этого района не отличаются от изложенных им ранее (Петрушевский, 1942).

В том же 1955 г. З. А. Сваричевская закончила сводную работу, посвященную геоморфологическому строению территории Восточного Казахстана. В ней дано геоморфологическое описание местности, приведены основные этапы рельефообразования, рассмотрены вопросы новейших тектонических движений. Касаясь стратиграфии плиоценовых отложений Бет-Пак-Далы, она ошибочно выделяет в них три свиты: нижнюю, среднюю и верхнюю. Песчано-галечные отложения уроч. Андассай, мощностью 0,5—1,0 м, относимые ею к нижней свите предположительно нижнеплиоценового возраста, по нашим наблюдениям, являются основанием кеншагырской свиты верхнеплиоценового возраста. К средней свите плиоцена она

относит отложения впадины Сарой (с нашей точки зрения являющиеся верхнеплиоценовыми) и осадки в логу Андассай, в которых содержится миоценовая фауна млекопитающих. Наконец, к верхней свите плиоцена ею отнесены образования, имеющие, вероятнее всего, нижнеплейстоценовый возраст.

В 1957 г. в «Трудах межведомственного совещания по стратиграфии Сибири» опубликована статья К. В. Никифоровой о континентальных третичных отложениях Чу-Сарысуьской депрессии и прилежащих к ней территорий Бет-Пак-Далы. Она выделила в пределах нашего района кендерлыкскую свиту среднего олигоцена, асказансорскую свиту верхнего олигоцена, андассайскую свиту (верхи среднего и низы верхнего миоцена) и кеншагырскую свиту, которая на приложенной к статье схеме сопоставления континентальных третичных отложений различных районов датирована верхним плиоценом.

В том же 1957 г. была опубликована статья А. В. Кучапина, в которой рассматривается структура Чуйской впадины и перспективность выполнения ее мезозойско-кайнозойских отложений в отношении нефтегазонасыщенности. Он полагает, что в Чуйской впадине можно выделить две структуры первого порядка: синеклизу на северо-западе и синклиорий на юго-востоке. С нашей точки зрения, Чуйская впадина — единая синеклиза, осложненная структурами второго порядка.

В 1958 г. свои многолетние геоморфологические исследования на территории Казахстана З. А. Сваричевская обобщила в монографии «Древний пенеплен Казахстана и основные этапы его преобразования», представленной в качестве диссертации на соискание ученой степени доктора географических наук. В ней указывается, что определяющую роль в формировании нынешнего рельефа Казахстана сыграли новейшие и современные тектонические движения. Новейшие структуры она подразделяет на складки основания и складки покрова, которые часто сопровождаются разломами. Новейшие тектонические структуры совпадают с более древними. Наблюдаемый в настоящее время рельеф Казахстана, по мнению З. А. Сваричевской, является следствием пяти этапов рельефообразования: досреднеолигоценового, среднеолигоцен-плиоценового, верхнеплиоцен-нижнечетвертичного, четвертичного и современного.

В 1959 г. появилась работа К. В. Никифоровой «Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана», представленная в качестве докторской диссертации. В ней, на основании большого фактического материала, собранного во время полевых исследований, и литературных данных, нижняя граница четвертичного периода в Азиатской части СССР (к западу от Енисея) проводится под отложениями с остатками *Equus stenorhinus* Coschi и *Anancus arvernensis* Cr. et Job. (кеншагырская свита и ее стратиграфические аналоги), что согласуется с данными, полученными мною. Четвертичную систему она, вслед за В. И. Громовым, подразделяет на три отдела: эоплейстоцен, плейстоцен и голоцен. К эоплейстоцену ею отнесены часть среднего и весь верхний плиоцен, а также нижний плейстоцен принятой в СССР стратиграфической схемы. С нашей точки зрения, нижний плейстоцен принятой схемы следует поместить в основание плейстоценового отдела, а в эоплейстоцене оставить только верхний плиоцен.

Как в более ранних работах, так и в появившихся за последнее время особенности строения аллювиальных отложений почти не рассматриваются.

Глава III

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕАЛЛЮВИАЛЬНОГО ГЕНЕЗИСА

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ — Cr₂

В Причуйских степях триасовые, юрские и нижнемеловые отложения отсутствуют. Наличие их можно предполагать в наиболее прогнутой части Чуйской впадины. Подтверждением этому является присутствие в Каратау юрских отложений, уходящих в Чуйскую впадину.

Верхнемеловые отложения на изученной территории пользуются широким распространением. Большие площади выходов их прослеживаются на плато Тассуек-Оба, а также к западу и востоку от сора Буралкенынтуз и к югу от уроч. Джидели. Отдельные выходы верхнемеловых пород имеют юго-восточнее и северо-восточнее впадины Акой, близ устья лога Тарланат, восточнее лога Шиянтас (в Чу-Илийских горах) и в некоторых других местах. Кроме того, они вскрыты горными выработками и скважинами по левобережью р. Чу, между озерами Жаланап и Кокуйденкуль и к северу и югу от горы Андагул.

В верхнемеловых отложениях Причуйских степей могут быть выделены две разновозрастные толщи: преимущественно глинистая внизу и песчано-галечная вверху. Хорошие обнажения пород нижней толщи имеются близ оз. Верхний Камкалыкуль, поэтому мы выделяем ее под названием верхнекамкалинской свиты. Лежащую выше толщу пород К. В. Никифорова назвала буралкенынтузской свитой. На приложенной к работе геологической карте обе свиты показаны нерасчлененными, под индексом Cr₂^m.

Верхнекамкалинская свита сложена в основном пестро окрашенными глинами, реже — известняками и белыми мучнистыми глинистыми алевритами. Глины и алевриты сильно загипсованы, местами содержат включения гальки и гравия. Гипс встречается как в форме мелкокристаллических агрегатов, так и в виде линз и прослоев мощностью до 1,2 м, что может указывать на его сингенетическое происхождение. Отмеченные породы с размывом и резко несогласно залегают на образованиях палеозоя.

Исследование В. Н. Разумовой образца глинистого алеврита с юго-восточного склона сора Буралкенынтуз показало, что алевритовые частицы состоят из кварца, микроклина, кислого плагиоклаза, мусковита и обломков кремнистых пород. Состав глинистой массы — гидрослюдисто-бейделлитовый. При изучении В. Н. Разумовой образца желто-бурой глины, отобранного К. В. Никифоровой из средней части плато Тассуек-Оба, на расстоянии 7 км к северу от р. Чу, выяснилось, что он состоит из буроокра-

шенной глинистой массы с кварцевым алевритом, чешуйками слюды и сростками бурых окислов железа. Содержание алеврита составляет около 27%.

Химический состав глины (обр. 257/51) верхнекамкалинской свиты следующий (в %):

| | | | |
|--|-------|---|--------|
| SiO ₂ | 42,12 | K ₂ O | 0,96 |
| TiO ₂ | 0,73 | H ₂ O ⁺ | 7,39 |
| Al ₂ O ₃ | 20,78 | H ₂ O ⁻ | 12,33 |
| Fe ₂ O ₃ | 13,16 | CO ₂ | 0,08 |
| FeO | 0,21 | C | 0,12 |
| CaO | 0,94 | Органич. вещество | 0,08 |
| MgO | 2,20 | | |
| Na ₂ O | нет | С у м м а | 100,60 |

Химический состав фракции <0,001 мм указанного образца показал отношение SiO₂: Al₂O₃, равное 3,5, т. е. характерное для бейделлита.

Следовательно, глинистое вещество верхнекамкалинской свиты по составу является бейделлитовым или гидрослюдисто-бейделлитовым.

Для глин этой свиты (обр. 257/51) характерен следующий гранулометрический состав (в %):

| | | | | |
|------|----------|-----------|------------|-----------|
| >0,1 | 0,1—0,04 | 0,04—0,01 | 0,01—0,001 | <0,001 мм |
| 0,5 | 2,56 | 24,70 | 47,12 | 25,12 |

Мощность пород свиты в пределах Казахского нагорья изменяется от 1—3 до 10 м, реже до 20—30 м.

Органических остатков в верхнекамкалинской свите не обнаружено. Поэтому для суждения о ее возрасте приходится прибегнуть к сравнениям. По юго-западному склону Каратау, по данным Т. А. Мордвило (1936), развиты три свиты: нижняя красноцветная, охарактеризованная морской фауной сеномана, средняя — песчано-конгломератовая с костями динозавров и окремнелой древесиной туронского возраста и верхняя красноцветная сенон-датского возраста. Вероятно, верхнекамкалинская свита Причуйских степей, залегающая в основании пород с костями динозавров (так же как и нижняя красноцветная свита Каратау), соответствует именно этой свите сеноманского возраста. Из красных глин верховьев р. Аристанды (Каратау), сходных с глинами верхнекамкалинской свиты, Б. А. Петрушевский (1955) указывает сеноманские устрицы *Ostrea glabra* Meek. По-видимому, в этих же глинах северной оконечности хр. Каратау содержится флора: *Quercus Steenstrupii* Нг., *Laurus plutonia* Нг., *Platanus cunciformis* Krass, *Aralia korovinii* Jagm., которая, по определению А. В. Ярмоленко и А. Н. Криштофовича, является характерной для сеноман-туронских флор Средней Азии (Александрова, Борсук и др., 1949).

Тесная взаимосвязь отложений верхнекамкалинской свиты с прибрежно-морскими отложениями буралкеньинтузской свиты, а также наличие в ней сингенетического гипса позволяют полагать, что она возникла в лагунах. Последние, очевидно, были расположены по побережью сеноманского моря, заполнявшего Чуйскую впадину.

Возрастным аналогом верхнекамкалинской свиты в Арало-Тургайском прогибе является, вероятно, аятская свита сеноман-туронского возраста (Бойцова и Овечкин, 1957).

Над верхнекамкалинской свитой, переходя с нее на образования палеозоя, залегают буралкеньинтузская свита, представленная загипсованными галечниками (нередко сцементированными в конгломерат) желтого и оранжевого цвета, галечными песками, гравийными песками с известковистыми конкрециями и линзами глин и известняков, светло-желтыми пес-

чаниками с буро-желтыми пятнами окислов железа и черными пятнами окислов марганца. Галечники и конгломераты состоят из галек кварцитов, кремнистых сланцев, яшм, кварцевых порфиров, порфиритов, песчаников и гранитов. Преобладает галька размером 2,0—2,5 см. Иногда среди галечников имеются валуны. Содержание их не превышает 4—6%. Гальки в большинстве случаев имеют характерную уплощенную форму; в ряду с ними встречаются гальки эллипсоидальной, округлой, овальной и неправильно-угловатой формы. Они окрашены в сургучно-красный, янтарно-желтый, молочно-белый, розовый и зеленый цвета. Гальки песчаников, порфиритов, кварцевых порфиров и гранитов в слабой степени затронуты процессами выветривания; имеются также гальки, выветрелые до глинистого состояния. Иногда в общей массе целых галек встречаются растрескавшиеся и при извлечении распадающиеся в щебенку. Галечники включены в гравийный песок светло-серого, желтого и оранжевого цвета. Песчаные и гравийные зерна с поверхности часто покрыты белой глинистой массой монтмориллонитового состава. Монтмориллонит, по данным В. Н. Разумовой, входит также в состав цемента (наряду с бейделлитом, опалом и гипсом) конгломератов и песчаников.

В восточной части плато Тассуек-Оба (линия горных выработок VII) отложения буралкенынтузской свиты представлены в верхней части серыми загипсованными галечными песками, сменяющимися ниже серыми кварцевыми загипсованными косослоистыми песками без галек. В самом основании разреза пески, обогащаясь гипсом, переходят в крепкий песчаник. Общая мощность пород свиты — 5—6 м. Заметим, что гипс здесь встречается не только как цементирующая масса или как включения кристаллических агрегатов, а, как и в верхнекамкалинской свите, в виде линз и прослоев мощностью до 0,5—1,0 м. Это также может указывать на его сингенетическое происхождение.

Среднее содержание галечной фракции в верхней части свиты равно 12,5%, гравийной — 22%, фракции 2—0,2 мм — 37%, фракции <0,2 мм — 28,5%. Галечники состоят в основном из галек кремнистых сланцев и яшм (44,5%), кварцитов (32,5%) и кислых эффузивов (18,5%), сумма которых составляет 95,5%, кварца содержится 4,5%. Окатанность галек преимущественно средняя и слабая, по классам распределяется следующим образом (в %):

| | | |
|---------|-------------|------|
| I класс | | — |
| II | » | 4,5 |
| III | » | 39,5 |
| IV | » | 44,5 |
| V | » | 11,5 |

В 8 км западнее, в районе оз. Малый Каракуль, отложения буралкенынтузской свиты состоят в верхней части из галечных песков и галечников (мощностью 4,6 м), в средней — из песков и гравийных песков с прослоями глиен (мощностью 6 м) и из песчаников в основании, общей неполной мощностью 11,20 м.

В 8 км западнее оз. Малый Каракуль (линия горных выработок XIII/IX) отложения буралкенынтузской свиты представлены светло-серыми загипсованными галечными песками, мощностью 10—15 м в южной части плато и 2—3 м — в северной. В песках встречаются линзы крепких песчаников светло-серого цвета, мощностью 1—2 м. Характер галечных песков аналогичен таковому из восточной части плато Тассуекоба. Подстилающими породами свиты, как и в восточной части плато, являются песчаники карбона, т. е. отложения верхнекамкалинской свиты здесь отсутствуют.

В 25 км западнее Малый оз. Каракуль (линия горных выработок XVIII/IV) прослеживаются те же галечные, сильно загипсованные пески,

в основании которых видны линзы песка без гравия, галек и конгломератов. Однако мощность пород свиты не превышает 4—5 м. Ложем их являются пестрые глины верхнекамкалинской свиты, небольшой мощности (1—3 м). В глинах встречаются линзы полупрозрачного гипса мощностью 1,2 м.

К югу от плато Тассуек-Оба верхнемеловые отложения уходят под более молодые осадки четвертичного возраста, а мощность их возрастает. В 6 км южнее оз. Кокуйденкуль (скв. 35/1954) они представлены гравийными песками с галькой, песчаниками и глинами, общей неполной мощностью 40 м.

У колодца Молдыбай (скв. 23/1954) породы буралкенынтузской свиты имеют мощность 60 м. Здесь под отложениями кеншагырской свиты эоплейстоцена на глубине 41 м от дневной поверхности залегают:

| | Мощность в м |
|--|--------------|
| 1. Пески розовые, кварцевые, слабо уплотненные, с примесью гравия | 6,8 |
| 2. Гравий розовый, глинистый, состоящий в основном из полупрозрачного кварца, реже — из яшмы. В заполнителе розовый кварцевый песок | 0,5 |
| 3. Пески светло-серые, мелкозернистые, местами розовые, с редкими мелкими слабо окатанными гальками | 7,5 |
| 4. Песчаники темно-серые, кварцевые, омарганцованные, мелкозернистые | 0,4 |
| 5. Глины ярко-желтые, местами розовые, жирные, с отдельными плохо окатанными гальками яшмы | 7,3 |
| 6. Песчаники желтовато-серые, местами темно-серые (от примесей окислов марганца), с включениями гравия и гальки | 1,2 |
| 7. Галечники, состоящие из галек кварцита, кварца и кремня средней и слабой окатанности. Размер галек 5—7 см. В заполнителе — светло-серый кварцевый разнозернистый песок | 20,6 |
| 8. Песчаники светло-розовые, кварцевые, очень крепкие, с отдельными зернами гравия | 0,9 |
| 9. Глины красновато-коричневые, местами желтые, с примесью отдельных галек | 1,5 |
| 10. Пески светло-серые, кварцевые, гравийные, с примесью слабо окатанных галек кварца, кварцита, яшмы, с прослоями кварцевого сильно омарганцованного крепкого песчаника | 5,3 |
| 11. Гравийно-галечный горизонт. Содержание галечной фракции около 30%. Состав галек: кремнистые сланцы, яшмы, кварциты, кварц и ветрелые эффузивы. Размер — 5—6 см, окатанность средняя и слабая. Местами галечники сцементированы в конгломерат. В заполнителе — серый разнозернистый кварцевый песок | 8,0 |

Ниже залегают отложения карбона.

В некоторых местах севернее плато Тассуек-Оба, в частности между логами Безымянный в Коктал, верхнемеловые отложения имеют следующий характер (линия горных выработок XVIII/IV): в основании буралкенынтузской свиты прослеживаются грубые глинистые галечники, покрывающиеся оранжевыми глинами. Последние вверх по разрезу сменяются песками. Общая максимальная мощность пород свиты не превышает 3,2 м.

Содержание валуно-галечной фракции в нижнем слое достигает 33,5%, из которых валунов 5,8%, галек — 27,7%, фракции 8—2 мм — 21%, 2—0,2 мм — 34%, <0,2 мм — 11,5%.

Петрографический состав галечников верхнего мела к западу от лога Коктал несколько иной, чем в восточной части плато Тассуекоба:

| | |
|--------------------------|-------|
| Кварцит | 20,5% |
| Кремнистые сланцы и яшмы | 18,8 |
| Кислые эффузивы | 51,8 |
| Песчаники | 5,4 |
| Граниты | 1,2 |
| Кварц | 2,3 |

Здесь увеличивается содержание галек из кислых эффузивов (до 60—80%) и появляются граниты, что, вероятно, объясняется размывом в этом районе в верхнемеловое время возвышенностей, образованных кварцевыми порфирами и гранитами.

По степени окатанности верхнемеловые гальки в 10 км к западу от д. Коктал распределяются следующим образом (в %):

| | |
|-------------------|------|
| I класс | 1,6 |
| II » | 8,7 |
| III » | 26,5 |
| IV » | 37,3 |
| V » | 25,9 |

Исследование В. Н. Разумовой образца желто-белой глины (по сборам К. В. Никифоровой) методом термического, оптического ($Ng' = 1,538$, $Np' = 1,528$, $Ng - Np = 0,010$) и электронномикроскопического анализа позволяет считать, что состав глин — монтмориллонитовый с примесью силикатов магния. Отношение $SiO_2 : Al_2O_3 = 4$, а содержание MgO достигает 4,54%.

Химический состав глинистой фракции ($< 0,001$ мм) глины буралкенынтузской свиты (обр. 2/52) следующий (в %):

| | | | |
|---------------------|-------|---------------------------------|--------|
| SiO_2 | 47,12 | Na_2O | 1,30 |
| TiO_2 | 0,54 | K_2O | 1,18 |
| Al_2O_3 | 18,30 | H_2O^+ | 6,65 |
| Fe_2O_3 | 6,24 | H_2O^- | 11,36 |
| FeO | 0,44 | CO_2 | 0,1 |
| CaO | 1,84 | C | 0,43 |
| MgO | 4,54 | Органическое вещество | 0,31 |
| | | Сумма | 100,35 |

Шлихи из галечных песков буралкенынтузской свиты состоят главным образом из гематита (31%), ильменита (27%), граната (15%), магнетит-мартита (8%) и эпидота (7%), образующих ильменитовую с гранатом и эпидотом минералогическую ассоциацию¹. Кроме перечисленных минералов, встречаются (в небольших количествах) лимонит, циркон, хромит, шпинель, пироксен, амфибол, сфен, ставролит, кианит, рутил, лейкоксен, анатаз, апатит, турмалин и корунд. Для верхнемеловых осадков характерен низкий выход шлиха. Средний выход его из галечных песков равен $0,35$ кг/м³, из гравийных песков — $0,25$ кг/м³ и из песчаников — $0,17$ кг/м³.

В ряде пунктов в осадках буралкенынтузской свиты содержатся обломки костей динозавров. Аналогичные скопления костей динозавров известны и в других районах Казахстана, а также в Средней Азии. Такими районами в Казахстане являются родник Биссекты в пустыне Кызылкумы (в 100 км юго-западнее оз. Кукча-Тенгиз), уроч. Кок-Муынак в средней части Боамского ущелья, урочища Карой на левом берегу р. Или, к северо-западу от ст. Илийск, Карачеку и Калкан на правом берегу р. Или, оз. Туз-

¹ В минералогическую ассоциацию мы, вслед за В. П. Батуриным (1947), включаем 2—3 минерала, содержащихся в наибольшем количестве в линзе, за исключением таких широко распространенных, как гематит, магнетит-мартит и некоторые другие. Хотя эти минералы часто составляют около половины всего шлиха, они в минералогическую ассоциацию не включаются, потому что не дают оснований судить об источниках сноса, а также решать палеогеографические вопросы другого характера.

куль в восточных предгорьях хр. Каратау, Сары-Агач и Джилга в При-ташкентском районе.

И. А. Ефремов (1931, 1944) пришел к заключению, что все эти скопления остатков динозавров находятся во вторичном залегании, обусловленном разрывом и переотложением верхнемеловых континентальных осадков в эоценовое время. Основными аргументами в пользу такого утверждения, выдвинутыми И. А. Ефремовым, являются сильная разрушенность, окатанность, трещиноватость и выветрелость костей почти во всех местонахождениях, за исключением Биссекты и Приташкентского района, в которых отмечаются хорошая сохранность костного материала (хотя кости и разломаны) и малое количество окатанных костей.

Отложения, содержащие кости динозавров, И. А. Ефремов считает пролювиальными, возникшими в результате перемыва коренных дельтовых верхнемеловых фаций. По его мнению, хорошая сохранность костного материала и малый процент окатанных костей в местонахождениях Биссекты-Приташкентского района «свидетельствуют о том, что перемыв происходил в условиях большого количества воды, покрывавшей мощным слоем перемываемые участки, которые не вскрывались на субаэральной поверхности. Процесс перемыва был, безусловно, длительным и происходил при неуклонном убывании силы потоков, закончившись в отложении красных косослоистых песков дельтового типа» (Ефремов, 1944, стр. 48).

В отношении происхождения остальных местонахождений, которые характеризуются сильной степенью разрушения костного материала и большим процентом окатанных костей, И. А. Ефремов пишет: «коренные местонахождения динозавровой фауны были после фоссилизации выведены на субаэральную поверхность и подверглись выветриванию и размыванию, в результате чего все вмещающие породы были нацело уничтожены и на месте остались лишь кости динозавров, как наиболее крупная, тяжелая фракция. Впоследствии кости динозавров перемещались и отлагались потоками большой силы, осаждавшими вместе с тем и крупную гальку. Кости динозавров в образовавшихся отложениях пролювиального типа эквивалентны гальке вмещающих конгломератов и являются, как отмечено, остаточной фракцией от нацело уничтоженных древних отложений, содержавших коренные местонахождения» (там же, стр. 48). Однако никаких доказательств в пользу сделанных выводов в статье не приводится. Более того, малый процент окатанных костей в Биссекты—Приташкентском районе находится в явном противоречии с утверждением И. А. Ефремова о том, что процесс перемыва был длительным и происходил в условиях большого количества воды.

Исследования автора в Причуйских степях показали, что отложения, вмещающие кости динозавров (сопровождающиеся стволами окаменелой древесины), имеют не пролювиальный, а прибрежно-морской генезис, что доказывается находками в костеносных галечных песках Бозабы и других районов Причуйских степей редких зубов акул, наличием в составе отложений известняков, плоской формой галек и обширностью территории, занятой костеносными галечниками. Нами впервые в этих отложениях собраны следующие формы: *Scapanorhynchus raphiodon* Ag., *S. subulata* Ag., *S. gigas* Wood., свидетельствующие, по определению и заключению Л. С. Гликмана, о сантонском возрасте вмещающих их отложений. В то же время он утверждает, что следов окатывания зубов не наблюдается и вторичное захоронение их исключено.

Не менее убедительные доказательства (по литературным данным) имеются для обоснования прибрежно-морского генезиса отложений с динозаврами в Приташкентском районе. Здесь в костеносных слоях содержатся в большом количестве зубы акул, позвонки костистых рыб, раковины гас-

тропод и пелеципод. Г. И. Беленький (1955) приводит следующий список морской фауны из истоков сая Тас-Котан и гор Алымтау, содержащейся в косослоистых известковистых песчаниках вместе с костями динозавров и стволами окаменевшей древесины: *Crassatella* cf. *regularis* d'Orb., *Pectunculus jazartensis* Rom. (*Limopsis calbus* Sow.), *Natica subrugosa* d'Orb., *Pecten elongates* Lam., *Protocardium semidecussatum* Rom., *Caprotina* sp. (*C. semistriata* d'Orb.), *Turitella* sp., *Cardium* sp., *C. cf. productum* Sow., *Cucullaea* sp.

Наличие значительного количества морской фауны в костеносных слоях Приташкентского района, литологический состав динозаврового горизонта (пески, известковистые песчаники, известняки и конгломераты) и большая мощность костеносных слоев (порядка 30 м) по сравнению с мощностью слоев (около 6—12 м) из района Бозабы свидетельствуют о том, что захоронение динозавров в Приташкентском районе происходило в участках более глубокого моря, чем море района Бозабы.

Трупы динозавров, захоронявшиеся в прибрежной зоне моря, в районе Бозабы, естественно, подвергались сильному разрушительному действию волн и были расчленены на отдельные части, беспорядочно перемешанные, разрушенные и почти все окатанные. Трупы же, захоронявшиеся в более глубоких участках моря в Приташкентском районе ¹, также были разрушены и перемешаны, но окатывание костей, по-видимому, только началось и быстро приостановилось в связи с продвижением этого морского бассейна внутрь континента ², в результате чего кости динозавров перестали подвергаться действию волн. Вот почему в этом местонахождении мало сильно окатанных костей.

Из сказанного становится очевидным, что фоссилизация костей динозавров в районе Бозабы и в Приташкентском районе происходила после их разрушения в зоне морского прибоя и что они являются коренными, а не перетолженными из верхнемеловых дельтовых образований. Это подтверждается и стратиграфическим положением динозаврового горизонта Приташкентского местонахождения. Ни один исследователь этого района не поднимает динозавровый горизонт выше турона. Так, Б. А. Борнеман (1940) считает возраст динозаврового горизонта туронским, а Е. В. Иванов (1926) и Н. Е. Минакова (1941) — сеноманским. Новейшие детальные исследования меловых отложений Приташкентского района Г. А. Беленьким позволили выяснить, что «стратиграфически выше горизонта с костями динозавров залегают отложения, содержащие туронскую и сенокскую фауну (нижний и средний дарбазинский горизонты)», и высказаться «в пользу туронского возраста динозаврового горизонта» (1955, стр. 78). М. Е. Воскобойников (1953) для Восточного Приаралья приводит список ящеров, датирующих, по определению В. С. Бажанова, возраст вмещающих пород как нижнесенонский (коньякский). В. И. Самодуров (1955) эти же отложения с костями динозавров сопоставляет с сантоном.

Вероятнее всего, что возраст динозаврового горизонта в различных местах различен и будет повышаться от Биссекты — Приташкентского района в восточном и северном направлениях, т. е. в направлении наступавшего моря.

Дальнейшая судьба костей динозавров, погребенных в осадках верхнемелового моря, была неодинаковой для различных местонахождений, в частности, для местонахождения Приташкентского района, с одной стороны, и для района Бозабы — с другой. В Приташкентском районе после захоронения костей продолжали господствовать морские условия.

¹ Но все же прибрежных, что доказывается тесным переплетением морской и наземной фауны и флоры.

² Об этом свидетельствует залегающая на динозавровом горизонте дарбазинская свига, сложенная типично морскими фациями с обильной морской фауной.

Отложения палеогена, покрывавшие верхнемеловые осадки с костями динозавров, предохранили их от действия атмосферных агентов выветривания. Вследствие этого костный материал Приташкентского района имеет хорошую сохранность, а не потому, что «перемыв происходил в условиях большого количества воды», как полагал И. А. Ефремов.

В районе Бозабы морские условия после отступания верхнемелового моря не возобновлялись, здесь в условиях равнинного рельефа господствовал континентальный режим. Лежавшие на небольшой глубине от дневной поверхности костные остатки и вмещавшие их отложения стали усиленно выветриваться. Костеносные галечные пески и песчаники на плато Тассуекоба, а также в других местах были сверху покрыты белой глинистой массой монтмориллонитового состава, а гальки малоустойчивых пород превращены в глину. По сути дела, эти отложения представляют кору выветривания, сохранившуюся с палеогенового времени до наших дней. Выветривание, по данным К. В. Никифоровой (1956), происходило в эоцене, что доказывается залеганием саксаульской свиты верхнеэоценового возраста, не несущей следов каолинового выветривания, на описанных отложениях в более западных районах. Только этим фактом и можно объяснить отсутствие континентального эоцена на территории Казахстана и Средней Азии. Никакого «великого размыва», следами которого, согласно И. А. Ефремову, являются динозавровые конгломераты, в эоцене не было, наоборот, на ровной поверхности бывшего морского дна верхнемелового моря господствовало химическое выветривание с образованием коры выветривания, а эрозийная деятельность почти отсутствовала.

Процессы эрозии на территории Средней Азии и Казахстана оживились только в конце нижнего олигоцена. В результате этого и последующих эрозийно-аккумулятивных циклов динозавровый горизонт Приташкентского района был «откопан» от покрывавших его морских палеогеновых осадков и частично подвергся размыву. В большей степени оказались размываемыми в районе Бозабы и в других районах отложения с костями динозавров, не защищенные покровом более молодых осадков. Это особенно относится к району местонахождения Кок-Муйнак (в средней части Боамского ущелья), оказавшегося в области интенсивных новейших поднятий неоген-четвертичного времени. Тектонические движения и размыв определили «залегание местонахождений второго типа (все перечисленные выше местонахождения за исключением Биссекты—Приташкентских.— В. Е.) в виде изолированных островков и массивов» (Ефремов, 1944, стр. 48).

Все изложенное приводит к заключению, что местонахождения динозавров Бозабы и Приташкентского района являются коренными, первичными, возникшими в прибрежной зоне верхнемелового моря, а вывод И. А. Ефремова о вторичном их залегании, перемыве и разрушении костей после фоссилизации потоками — ошибочен.

Заметим, что до самого последнего времени на огромной территории Казахстана и Средней Азии не было находок более или менее целых частей скелета динозавров или даже целых костей, которые указывали бы на их коренное залегание. Но в настоящее время и этот аргумент отпал, так как в 1957 г. Казахстанской палеонтологической экспедицией Палеонтологического института АН СССР приблизительно в 100 км к северу от пос. Джусалы (вблизи тракта Джусалы — Карсакпай) были обнаружены *in situ* верхнемеловые динозавры в красноцветных глинах¹.

Аналогом буралкенынтузской свиты в Арало-Тургайской низменности является эгинская свита коньяк-сантонского возраста (Бойцова и Овечкин, 1957).

¹ Эти сведения получены мною в устной беседе с А. К. Рождественским, Е. И. Беляевой и Б. А. Трофимовым, которым, пользуясь случаем, приношу глубокую благодарность.

Верхнеэоценово-нижнеолигоценовые отложения на исследованной территории пользуются незначительным развитием. Выходы их прослеживаются в самой северо-западной части района, к юго-западу от гор Тантай. Это розовые и желтовато-розовые, хорошо отмывые и отсортированные алевролиты (местами с гравием и галькой до 10—15%), переходящие по простиранию в светло-зеленые глины. Максимальная видимая мощность отложений в 4 км к востоку от родника Саржантума — 15 м. Они подстилаются образованиями верхнего мела и покрываются континентальными отложениями среднего олигоцена. В глинах и алевролитах содержатся зубы акул. Л. С. Гликман по нашим сборам определил отсюда следующие формы: *Odontaspis macrota* Ag., *O. crassidens* Ag., *O. cuspidata* Ag., *O. vinkleri* Leriche, *O. acutissima* Ag., *Lamna vincenti* Wood., *L. elegans* Ag., *L. macrota* Ag., *L. sp.*, *L. verticalis* Ag., *Oxyrhina desori* Ag. var. *praecursor* Leriche, *Myliobatis* sp., *Eugaleus latidens*, *Hypotodus trigonalis* Jaek., *Notidanus primigenius* Ag., *Aetobatis irregularis* Ag., *Rhinoptera* sp., *Scyllium* sp., *Physodon tertius* Win.

Отложения описываемой толщи, по-видимому, можно сопоставлять с чеганской свитой Северного Приаралья, так как они литологически сходны с нею и содержат общие формы акул. К таким общим формам относятся *Odontaspis macrota* Ag., *O. cuspidata* Ag., *O. acutissima* Ag., *Lamna vincenti* Wood.

В отношении возраста чеганской свиты мнения исследователей расходятся. А. Л. Яншин (1953) считает, что она принадлежит нижнему олигоцену. Н. К. Овечкин (1952, 1957) отстаивает мнение о верхнеэоценово-нижнеолигоценовом возрасте чеганской свиты, которое поддерживает Б. А. Петрушевский (1955). Имеющиеся в нашем распоряжении материалы недостаточны для того, чтобы решить вопрос вполне однозначно, и датировка возраста свиты сделана только на основании заключения Л. С. Гликмана, который считает, что перечисленные акулы указывают на верхнеэоценово-нижнеолигоценовый возраст вмещающих пород. По-видимому, к этим же отложениям относятся раковины *Pecten*, обнаруженные Д. И. Яковлевым (1941) в районе оз. Большой Камкалыкуль, а также палеогеновые устрицы, найденные А. А. Буцковым к северу от этого озера. Д. И. Яковлев, связывая эти находки со светло-розовыми песками, покрывающими красные глины, допустил ошибку, так как те и другие имеют континентальное происхождение и среднеолигоценовый возраст.

В сторону центральной части Чуйской впадины мощность пород чеганской свиты возрастает. Так, у колодца Чулакэспе, расположенного приблизительно в 120 км западнее нашего района, мощность темно-серых, темно-зеленых и коричневатожелтых глин (по-видимому, соответствующих чеганской свите), судя по скважине (Яковлев, 1941), равна 123 м.

В предгорьях Памира и Тянь-Шаня чеганской свите хронологически отвечает среднеферганская ритмоподтолща (риштанский, исфаринский и ханабадский ярусы), возраст которой, по В. И. Попову (1958), — верхний эоцен — нижний олигоцен. В равнинных и горных областях Казахстана ей, по-видимому, соответствует свита А, выделенная под таким названием Е. Д. Шлыгиным, Д. Н. Казанли и В. В. Лавровым (1952). По свидетельству этих авторов, свита А отвечает верхним горизонтам чеганской свиты.

На описываемой территории Причуйских степей не зафиксированы отложения, хронологически отвечающие тасаранской и саксаульской свитам Северного Приаралья. Но они, по-видимому, имеются в более глубоких частях Чуйской впадины. Возможно, например, что у колодца Чулакэспе

аналогом саксаульской свиты являются белые кварцевые пески с зубами акул, вскрытые на глубине около 200 м под глинами, сопоставляемыми нами с чеганской свитой.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СРЕДНЕГО ОЛИГОЦЕНА (КЕНДЕРЛЫКСКАЯ СВИТА) — Pg₃²

В конце нижнего олигоцена чеганское море покинуло Чуйскую впадину в результате тектонических поднятий, которые в начале среднего олигоцена сменились опусканиями обширных участков суши (в частности, Чуйской впадины), приведшими к накоплению в ней толщи осадков континентального происхождения. Поставщиками обломочного материала служили слабоподнимающиеся складчатые сооружения, обрамляющие впадину (Казахское нагорье, Каратау и т. д.).

Среднеолигоценовые континентальные отложения развиты в самой западной части исследованной территории, к югу и западу от оз. Большой Камкалыкуль. Хорошие обнажения их имеются западнее, в обрывах уроч. Кендерлык, где они выделены К. В. Никифоровой (1957) под названием кендерлыкской свиты.

Отложения кендерлыкской свиты по резкой и неровной границе залегают на образованиях чеганской свиты, переходя с них на породы верхнего мела. Они представлены преимущественно кирпично-красными известковистыми загипсованными глинами с включением полупрозрачных зерен кварца, реже — микроклина и кислого плагиоклаза. Содержание в них карбоната, представленного кальцитом, по данным В. Н. Разумовой за 1956 г., колеблется от 0 до 60%, т. е. наблюдаются переходы от бескарбонатных глин к мергелистым и мергелям. Глины чрезвычайно характерны своей мелкокомковатой текстурой. При легком ударе молотком они рассыпаются на отдельные остроугольные комочки размером 0,5—1,0 см. В верхней части толщи глин иногда прослеживаются такого же цвета глиняные окатыши округлой формы; размер их 0,5—1,0 мм. Они легко растираются в порошок. Нередко вверх по разрезу глины сменяются желтыми и розовыми, хорошо отмытыми и отсортированными алевритами с включением полупрозрачных зерен кварца размером 1 мм, переходящими в желтые гравийные пески. Мощность алевритов не превышает 3—4 м; общая мощность пород кендерлыкской свиты в районе оз. Большой Камкалыкуль, вероятно, не более 8—10 м. В западном и южном направлениях мощность пород свиты возрастает. У колодца Чулакэспе она, судя по скважине (Яковлев, 1941), равна 41 м.

Оптические данные ($Ng' = 1,580$, $Np' = 1,565$, $Ng - Np = 0,015$), а также электронномикроскопический, термический и химический анализы (отношение $SiO_2: Al_2O_3 = 3,32$) свидетельствуют о гидрослюдистой природе глин кендерлыкской свиты. В качестве примесей имеются магнетизальный силикат типа сепиолита или бейделлит.

Химический состав глинистой фракции (<0,001 мм) глины кендерлыкской свиты (обр. 199/52) из уроч. Кендерлык, у дороги, следующий:

| | | | |
|--|-------|---|------|
| SiO ₂ | 45,56 | Na ₂ O | Нет |
| TiO ₂ | 0,73 | K ₂ O | 3,56 |
| Al ₂ O ₃ | 23,31 | H ₂ O ⁺ | 6,54 |
| Fe ₂ O ₃ | 7,82 | H ₂ O ⁻ | 6,98 |
| FeO | 0,77 | CO ₂ | 0,07 |
| CaO | 0,46 | C | 0,14 |
| MgO | 4,28 | Органическое вещество | 0,10 |

Сумма 100,32

Основная масса шлихов из глин кендерлыкской свиты (средние данные по четырем шлихам, отобраным с линии горных выработок LI) состоит из гематита (65%), ильменита (12%), магнетита (5%), эпидота (5%) и граната (4%), составляющих в сумме 91%. В качестве примесей содержатся амфибол, циркон, сфен, турмалин, рутил, апатит, ставролит, кианит и хромит. Средний выход шлиха незначителен — 0,07 кг/м³.

В глинах кендерлыкской свиты в небольшом количестве встречаются остракоды *Cyprideis littoralis* (Br.), *Ilyocypris brady* Sars (определение Г. Ф. Шнейдер) и крышечки гастропод *Paludina* sp.

На южном склоне впадины Казыккакан Е. Д. Заклинская в описываемых глинах по нашим сборам обнаружила пыльцу (в зернах): *Taxodium* — 1, *Betula* sp.— 20, *Betula* sp. (очень плохой сохранности) — 2.

На основании приведенных скудных органических остатков нельзя сделать какие-либо заключения о возрасте свиты. Можно только предполагать, что бассейн, в котором обитали организмы, был пресноводным. На это указывают встречающиеся в глинах гастроподы (*Paludina* sp.) и остракоды (*Ilyocypris brady* Sars). Однако кендерлыкская свита, вероятнее всего, является среднеолигоценовой, так как залегает по резкой и неровной границе на нижнеолигоценовых отложениях и покрывается породами, верхний возрастной предел которых на основании остатков индрикотериев устанавливается как верхний олигоцен. К. В. Никифорова (1957), проследившая эти глины в западном направлении, пришла к выводу о том, что в Северном Приаралье они замещаются породами чиликтинской свиты, а в Тургайской низменности — отложениями индрикотериевой, или челкарнуринской (по терминологии Н. К. Овечкина, 1957) свиты, имеющими среднеолигоценовый возраст. В Павлодарском Прииртыше кендерлыкской свите отвечает II свита, возраст которой, по данным выделившей ее К. В. Никифоровой (1953), — средний олигоцен. В равнинных и горных областях Казахстана ей, вероятно, соответствует свита В, которую выделившие ее авторы (Шлыгин, Казанли и Лавров, 1952) параллелизуют с индрикотериевой (= челкарнуринской) свитой Тургая.

Д. И. Яковлев (1941) кирпично-красные глины района оз. Большой Камкалыкуль ошибочно отнес к мелу, не определяя их возраст ближе.

В исследованном районе не имеется отложений, которые можно было бы сопоставить с образованием кутанбулакской свиты Северного Приаралья. В более западных и южных районах, где мощность среднеолигоценовых континентальных отложений достаточно велика, им, вероятно, будут соответствовать низы последних.

МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СРЕДНЕГО ОЛИГОЦЕНА (?) (БЕСТЮБИНСКАЯ СВИТА) — Pg₃²

В связи с продолжавшимися прогибаниями Чуйской впадины, по-видимому, в самом конце среднего олигоцена (в жаксыккычский век?) сюда вновь проникло море. Морские отложения, предположительно среднеолигоценовые (?), развиты в уроч. Бестюбе (по которому названа свита), а также к югу от него. Это светло-желтые пески, белые песчаники, малиново-красные и светло-желтые пески с гравием и галькой, взаимоотношение которых с породами кендерлыкской свиты осталось невыясненным.

Хорошие обнажения бестюбинской свиты имеются на юго-восточном склоне сора Буралкенынтуз, в уроч. Бестюбе. Здесь прослеживаются следующие слои (сверху вниз):

1. Светло-желтые пески с включением кварцевого гравия желтого цвета и мелких галек, по форме сходных с пуговицей. Пески местами сильно загипсованы и имеют характерный малиново-красный цвет. Содержание гравия и галек достигает 20%. Последние имеют хорошую, среднюю и слабую окатанность и состоят из кварца (39%), кремнистых пород и яшм (30%), кварцитов (29%), кислых эффузивов (5%) и песчаников (2%). Преобладающий размер галек 2—4 см. Зерна гравия состоят из тех же пород, что и гальки, но окатанность их несколько лучше 6,4
2. Пески светло-желтые, кварцевые, загипсованные, мелкозернистые, хорошо отмытые и отсортированные, шелковистые, с примесью отдельной мелкой гальки. По простиранию в песках появляются прослоп песчаников такого же цвета, которые в южной части обнажения доминируют над песками. В песчаниках содержится фауна, перечисляемая ниже

Общая мощность пород свиты — 12,8 м.

Ниже залегают серые и пестрые глины верхнего мела.

По степени окатанности гальки бестюбинской свиты среднего олигоцен (?) в уроч. Бестюбе распределяются следующим образом (в %):

| | |
|-------------------|----|
| I класс | 4 |
| II » | 19 |
| III » | 41 |
| IV » | 31 |
| V » | 5 |

Шлихи из гравийных песков описанного обнажения состоят преимущественно из гематита (45%), ильменита (12%), граната (12%) и циркона (9%), составляющих в сумме 78%. Из других минералов имеются магнетит, мартит, лимонит, эпидот, барит, сфен, лейкоксен, апатит, турмалин, ставролит, кианит, андалузит. Выход шлиха незначителен — 0,02 кг/м³.

В западной части сора Буралкенынтуз (ур. Буралке, линия горных выработок XLXI/L) отложения описываемой толщи представлены светло-серыми, местами бледно-розовыми шелковистыми мелкозернистыми кварцевыми песками, аналогичными пескам нижнего слоя уроч. Бестюбе. В песках содержатся в небольшом количестве включения кварцевого гравия и линзы светло-серых песчаников. В последних встречаются ядра *Corbulomya* sp. (определение Р. Л. Мерклина по нашим сборам). В этих же отложениях уроч. Буралке Н. Г. Шубиной в 1949 г. найдены *Corbula helmerseni* Mikh. и единичные ядра *Vivipara* sp. (определение Б. П. Жижченко), которые она выделила под названием корбулевых слоев нижнемиоценового возраста.

На левобережье р. Чу, в уроч. Джидели (линия горных выработок XLV/XLIX), бестюбинская свита образована светло-серыми кварцевыми шелковистыми песками с примесью гальки и кварцевого гравия, т. е. отложениями, аналогичными отложениям сора Буралкенынтуз. На расстоянии 8—10 км к югу от этого урочища гравийные пески с галькой становятся светло-желтыми, розовыми, ярко-оранжевыми и содержат включения известковистых стяжений причудливой формы. Гальки и зерна гравия состоят из кварца, кварцита и кремнистых пород; окатанность их слабая, средняя и хорошая. Местами в песках прослеживаются линзы крепкого светло-розового конгломерата, состоящего из галек указанных пород. Размер галек 1—3 см.

Шлихи из гравийных песков указанной линии горных выработок по минералогическому составу не отличаются от таковых из уроч. Бестюбе.

если не считать, что выход шлиха здесь несколько выше, хотя в общем также незначителен ($0,04 \text{ кг/м}^3$). Полная мощность пород свиты в этом месте осталась невыясненной. Видимая мощность их 3 м.

Приблизительно в 5 км южнее линии горных выработок XLV/XLIX (к юго-западу от колодца Аяк-Токуз) мощность бестюбинской свиты равна 34 м^1 , т. е. почти в 3 раза больше, чем в уроч. Бестюбе. Свита представлена здесь оранжевыми уплотненными кварцевыми песками с прослоями гравелитов сверху и желтыми алевритами с включением кремнисто-известковистых стяжений неправильной формы в нижней части; к последним приурочена фауна. Подстилающими породами являются отложения верхнего мела, а кровлей — отложения среднего плейстоцена.

В 1947 г. в светло-серых песчаниках уроч. Бестюбе М. И. Александровой, Н. А. Афоничевым и Н. Г. Шубиной была собрана следующая фауна (предварительное определение Б. П. Жижченко): *Pectunculus cf. aralensis* Rom., *Corbula* sp., *Glycimeris* sp., *Cytherea* sp., *Megaxinus* sp.

Б. П. Жижченко, по-видимому после окончательной обработки фауны, дает следующий список форм: банки крупных гладких *Pelecypoda*, ядра крупных *Pectunculus* sp., *Cytherea* sp., *Glycimeris* sp., *Megaxinus* sp., *Corbula* sp. Вместо *Pectunculus cf. aralensis* Rom. в списке фигурирует *Pectunculus* sp.

В 1952 г. в песчаниках уроч. Бестюбе К. В. Никифоровой и Н. А. Константиновой собрана фауна, среди которой, по определению Б. П. Жижченко, оказались ядра *Pectunculus* sp., *Corbula* sp., *Meretrix?* sp., *Panopaea* sp., являющиеся морскими стеногалинными формами, указывающими на палеогеновый возраст отложений. Из сборов этих же авторов А. Г. Эберзин определил *Corbylomya janischewskii* Ruch., свидетельствующую, по его мнению, о возрасте не ниже среднего олигоцена. В Северном Приаралье эта форма характерна для жаксыкльчской свиты, имеющей, по А. Л. Яншину, среднеолигоценовый возраст.

Как указывалось выше, к этим же отложениям западной части сора Буралкенынтуз (уроч. Буралке) относится *Corbula helmsereni* Mikh. — характерная форма аральской свиты Северного Приаралья. Аральская свита, по А. Л. Яншину, имеет возраст нижний — средний миоцен. В последнее время Р. Г. Гарецкий, В. И. Самодуров и А. Л. Яншин указывают *Corbula helmsereni* Mikh. из верхнего олигоцена бугра Карак, а в Закавказье, по свидетельству П. А. Мчедлишвили (1950), тождественные или близкие формы встречаются в слоях, возможно, имеющих даже среднеолигоценовый возраст. В свете этих данных указание о находке *Corbula helmsereni* Mikh. в отложениях уроч. Бестюбе не противоречит представлению о среднеолигоценовом возрасте отложений.

Фауна, собранная автором из этих отложений в урочищах Бестюбе, Буралке и к юго-западу от колодца Аяк-Токуз, передана для определения Р. Л. Мерклину, который, на основании предварительного знакомства с ней, высказал предположение, что возраст заключающих ее слоев находится в пределах верхнего эоцена — верхнего олигоцена.

Принимая в первом приближении среднеолигоценовый возраст бестюбинской свиты, мы должны будем допустить проникновение в это время морского бассейна в Чуйскую впадину со стороны Северного Приаралья, т. е. в жаксыкльчский век (?). Возможно, что возрастным аналогом бестюбинской свиты в Тургайском прогибе является выделенная Н. К. Овечкиным (1957) кайдагульская свита, которую он сопоставляет с жаксыкльчской свитой Северного Приаралья. В Павлодарском Прииртышье

¹ По данным скважины, пробуренной здесь на воду Киргизским геологическим управлением в 1956 г.

бестюбинской свите, по-видимому, отвечает III свита К. В. Никифоровой (1953), которая также параллелизует ее с жаксыклычской свитой.

Следует заметить, однако, что определение фауны, сделанное А. Г. Эберзиным и Б. П. Жижченко по ядрам, вероятно, не может быть бесспорным. Исходя из этого, К. В. Никифорова высказывает сомнение относительно существования морского бассейна в Чуйской впадине в среднем олигоцене. Она считает описанные осадки верхнеэоценовыми и параллелизует их с саксаульской свитой Северного Приаралья.

Разрез заканчивается среднеолигоценовыми отложениями морского, лагунного и озерного генезиса, в которых аллювиальные отложения отсутствуют. Начиная с верхнего олигоцена и выше аллювиальные образования в разрезе играют доминирующую роль.

Глава IV

ГЛАВНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ И СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАЙНОЗОЙСКИХ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ, ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ И НЕКОТОРЫХ ДРУГИХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОТЛОЖЕНИЙ

Аллювиальные отложения Причуйских степей подразделяются на палеогеновые, неогеновые и четвертичные (антропогеновые).

ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Верхний олигоцен (асказансорская свита)¹ — Pg₃³

Верхнеолигоценовые аллювиальные отложения выполняют долину широтного простирания, расположенную по правобережью и частично по левобережью р. Чу.

Эта самая древняя долина Пра-Чу прослежена при помощи горных выработок от лога Андассай на востоке до сора Буралкенынтуз на западе, т. е. примерно на расстоянии 180 км. Ширина ее на этом отрезке не превышает 7 км. Наличие полосы верхнеолигоценовых отложений на левобережье р. Чу (от оз. Жаланап на востоке до устья р. Малой Арны на западе), по-видимому, можно объяснить тем, что несколько западнее оз. Большой Каракуль верхнеолигоценовая Пра-Чу разделялась на два рукава.

На большом пространстве верхнеолигоценовые осадки непосредственно выходят на дневную поверхность, если не считать маломощного покрова развитых на них суглинков четвертичного возраста. И только к востоку от лога Коктал (за исключением северной части описываемой долины) они на протяжении 10 км перекрыты нижнеплейстоценовыми отложениями, а в восточной части впадины Сарой — верхнеплейстоценовыми, протягивающимися на 20 км.

В составе верхнеолигоценовых отложений, залегающих с резким размывом на глинах кеңдерлыкской свиты, а также на меловых и палеозойских породах, принимают участие бурые галечники, желтые косослоистые пески с гравием и галькой и прослоями известковистых песчаников, жел-

¹ Название свиты дано К. В. Никифоровой по солончаку Асказансор, в районе которого впервые в этих отложениях Д. И. Яковлевым обнаружена фауна млекопитающих.

тые пески, желто-коричневые, светло-желтые и зеленые глины. Все разности пород в той или иной степени загипсованы. Стратиграфическая последовательность перечисленных пород такова: внизу лежат галечники или пески с гравием и галькой, выше — пески и глины, а еще выше — снова галечники или пески с гравием и галькой. Однако верхний галечниковый или песчано-гравийный слой прослеживается не всюду вследствие последующего размыва, и в разрезах часто видно только два слоя: галечниковый внизу и песчаный сверху.

Галечники асказансорской свиты состоят главным образом из галек песчаников и кислых эффузивов с песчаным заполнителем. Кислые эффузивы представлены кварцевыми порфирами, порфиритами, туфами, кремнистыми туфитами и розовыми туфогенными песчаниками. Окатанность галек слабая и плохая; хорошо окатанные гальки встречаются редко и представлены кварцем, кварцитами и яшмами. По форме резко преобладают угловатые гальки, реже — уплощенные, еще реже — округлые. Местами наряду с гальками встречается щебенка и глыбы песчаников и кварцевых порфиров. Преобладающий размер галек 1,5—2,5 см. Иногда в галечниках присутствуют валуны размером 10—15 см в поперечнике, содержание которых не превышает 4%. В подавляющем большинстве случаев галечники имеют свежий облик, и лишь иногда среди невыветрелых галек встречаются затронутые выветриванием отдельные гальки гранитов и песчаников. Местами галечники переходят в конгломерат с железисто-карбонатным цементом. Среднее содержание валунно-галечниковой фракции от 19,1 до 44,2%.

Пески описываемой свиты почти целиком состоят из прозрачных слабоокатанных зерен кварца с примесью серицита.

Встречающиеся в некоторых разрезах прослой глины имеют желто-коричневую или светло-зеленую окраску; глины слюдисты, известковисты, песчанисты.

Микроскопическое изучение некоторых образцов песчаников по данным В. Н. Разумовой за 1956 г. показало, что они состоят из кварца, микроклина, пертита и обломков, представленных кремнистыми и кварцитовидными породами, а также кварцевыми порфирами. Форма зерен угловатая и угловато-округлая. Цемент песчаников доломитовый.

Массовое шлиховое опробование верхнеолигоценовых отложений показало, что основная масса шлихов представлена ильменитом, гематитом, гранатом, эпидотом и магнетит-мартитом, составляющими в сумме около 93%. Остальных минералов (лимонита, хромита, пироксена, амфибола, циркона, барита, сфена, ставролита, актинолита, рутила, лейкоксена, апатита, турмалина, серпентина, ангидрита и пирита) около 7%. Единичными и редкими зернами встречаются анатаз, шпинель, корунд, андалузит, монацит, шеелит, кианит, силлиманит, платина, осмистый иридий, золото и алмаз. Минералогический состав отложений асказансорской свиты указывает, что для нее характерна ильменитовая с гранатом и эпидотом минералогическая ассоциация.

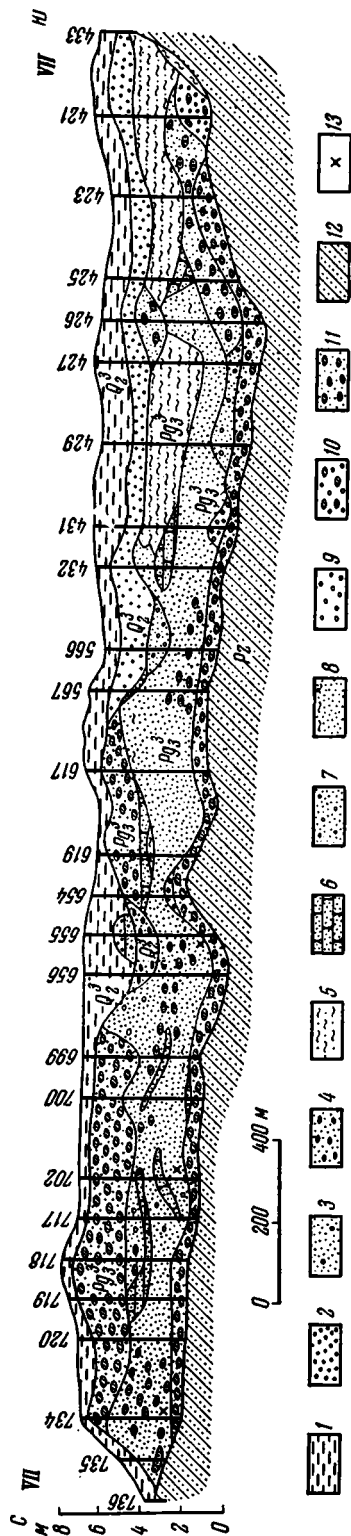
Гранат встречается в форме ромбододекаэдров розового, фиолетового и оранжевого цвета. Для циркона характерен длиннопризматический габитус; преобладают гексагональные призмы розового цвета, реже встречаются бесцветные. Турмалин встречается в форме дитригональных призм бурого цвета. Сфен представлен обломками и слабо окатанными зернами светло-желтого и желтого цвета. Хромит имеет форму черных октаэдров, а шпинель — зеленых.

Выход шлиха из галечников асказансорской свиты изменяется от 2,0 до 3,6 кг/м³ и в среднем равен 2,6 кг/м³ (по данным 122 шлиховых проб), выход шлиха из песков с гравием этого же возраста — от 0,2 до 1,7 кг/м³, а шлиха из глин — около 0,1 кг/м³. Таким образом, выход шлиха в общем

небольшой; пересчет на содержание отдельных минералов показывает, что содержание ильменита в галечниках асказансорской свиты не превышает 1 кг/м^3 , граната — $0,6 \text{ кг/м}^3$, а эпидота — $0,2 \text{ кг/м}^3$.

В восточном конце вскрытого участка долины (северо-восточная часть впадины Сарой, линия горных выработок VII и расположенные от нее в $0,4 \text{ км}$ к западу и востоку линии горных выработок XIV и XV) асказансорская аллювиальная свита представлена тремя слоями: галечниковым внизу, песчано-глинистым в средней части и галечниковым вверху (фиг. 3). Содержание валунно-галечной фракции в нижнем слое изменяется от 20 до 42%, гравийной — от 10 до 20%, песчаной — от 28 до 46% и глинисто-алевритовой — от 10 до 28%. Средние содержания перечисленных фракций приведены в табл. 1.

Из таблицы видно, что содержание валунно-галечной фракции ($> 8 \text{ мм}$) в общем невелико и не превышает 32,8% для линии горных выработок XIV, уменьшаясь в восточном направлении, на расстоянии $0,8 \text{ км}$, до 26,6% (линия горных выработок XV). В этом же направлении уменьшается и содержание гравийной фракции — с 18,1 до 14,9%. Галечники этого слоя состоят в основном из песчанчиков и кислых эффузивов, дающих в сумме 80—85%; остальных пород (кварцитов, кварца, кремнистых сланцев и гранитов) 15—20%. Гальки включены в желтый кварцевый слюдястый, местами глинистый песок. Шлихи из галечников представлены преимущественно ильменитом (45%), гематитом (24%), гранатом (12%) и эпидотом (8%), образующими ильменитовую с гранатом и эпидотом минералогическую ассоциацию. Кроме указанных минералов, встречаются магнетит-мартит, хромит, моноклинный пироксен, амфибол, циркон, сфен, рутил, турмалин, ставролит, барит, а также редкие и единичные зерна



Фиг. 3. Строение саройской свиты верхнего плейстоцена и асказансорской свиты верхнего олигоцена в северо-восточной части впадины Сарой (разрез по линии горных выработок VII).

Верхнеплейстоценовые отложения: 1 — супглинки; 2 — гравий; 3 — песок с гравием; 4 — галечник. Верхнеолигоценовые отложения: 5 — глины песчанистые; 6 — песчанники; 7 — песок с гравием; 8 — песок, местами глинистый; 9 — гравий; 10 — гравий с галькой; 11 — галечник; 12 — отложения палеозоя; 13 — места находок фауны млекопитающих; 433 — номер шурфов

Таблица 1

Средний гранулометрический состав (в %) гравийно-галечных отложений асказансорской свиты верхнего олигоцена в северо-восточной части впадины Сарой

| № линии горных выработок | Количество проб, из которых выведен средний % | Размер фракций в мм | | | |
|--------------------------|---|-----------------------------|-----------------|------------------|----------------------------|
| | | > 8 (галечки с валунами) | 8—2 (гравий) | 2—0,2 (пески) | < 0,2 (алевриты, глины) |
| XIV (нижний слой) | 6 | 32,8 | 18,1 | 32,3 | 16,8 |
| XV (нижний слой) | 10 | 26,6 | 14,9 | 39,5 | 19,0 |
| XIV (верхний слой) | 9 | 23,9 | 20,1 | 39,2 | 16,8 |
| XV (верхний слой) | 6 | 17,0 | 15,0 | 48,4 | 19,6 |

лейкоксена, анатаза, апатита, кианита, шпинели, осмистого иридия и алмаза. Выход шлиха в среднем равен 3,2 кг/м³.

Мощность слоя изменяется от 0,4 до 1,3 м, преобладающая мощность его 0,4—0,8 м. Постелью слоя являются песчаники карбона, образующие пологие выступы и понижения.

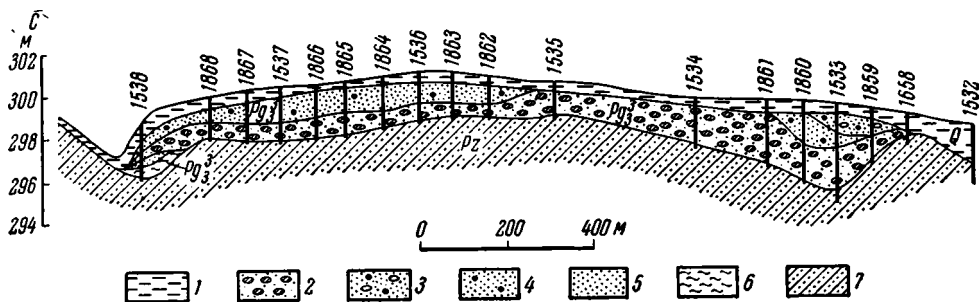
Лежащий выше слой представлен желтыми кварцевыми слюдистыми песками, местами с гравием и редкой галькой, с линзами неправильной формы и с прослоями известковистых песчаников мощностью от 5 см до 1 м. Пески косослоистые. Косая слоистость наклонена на юго-запад под углом 10—20°. Содержание гравия в песках не превышает 10%. Зерна гравия окатаны лучше, чем галечники нижнего слоя, но не отличаются от последних по составу. Преобладают зерна гравия размером 0,3 см. Серые и белые известковистые песчаники то встречаются в виде причудливых стяжений, то образуют выдержанные прослои 100—360 м длиной и 0,4—1,0 м мощностью. Они развиты главным образом в верхней и средней частях слоя. В южной половине долины выше песков залегают желто-коричневые и зеленые песчанистые слюдистые известковистые глины, сменяющиеся в северном направлении песками, аналогичными описанным выше. Содержание песка в глинах заметно увеличивается сверху вниз, достигая у лежащего бока 20%. Однако граница между глинами и лежащими ниже песками четкая.

С резким размывом, в результате которого был уничтожен лежащий выше галечниковый слой, глины покрываются осадками верхнеплейстоценового возраста. По минералогическому составу пески и глины этого слоя не отличаются от нижележащих галечников. Однако выход шлиха из песков равен 0,8 кг/м³, из песков с гравием — 1,2 кг/м³, а из глин — только 0,15 кг/м³. Мощность слоя от 2 до 4 м.

В северной половине долины верхнеолигоценовой Пра-Чу сохранился самый верхний галечно-гравийный слой. Содержание галечной фракции в этом слое варьирует от 12 до 37%, гравийной — от 10 до 26%, песчаной — от 30 до 52%, глинисто-алевритовой — от 14 до 26%. Средние содержания этих фракций (см. табл. 10) указывают на уменьшение содержания галечников и валунов по сравнению с нижним слоем, а также на уменьшение их с запада на восток от 23,9 до 17% на расстоянии 0,8 км. Галечники описываемого слоя состоят из тех же пород, что и нижнего, однако окатанность их хуже. Здесь наряду с гальками присутствует щебенка местных пород (песчаников карбона), и, если не принимать ее во внимание, то выход галечников из слоя будет еще меньше. Преобладающий размер галек 1—3 см, зерен гравия — 0,2 см. В заполнителе — желтый и желто-

бурый песок с пятнами окислов марганца, разнозернистый (от мелко- до крупнозернистого), кварцевый, слабглинистый. Минералогический состав шлихов из галечников верхнего слоя не отличается от состава шлихов из галечников нижнего слоя. Разница заключается в выходе шлиха, который в верхнем слое не превышает 1 кг/м^3 , т. е. в 3 с лишним раза меньше, чем в нижнем. Мощность слоя от 1 до 2 см.

В 6 км восточнее описанного участка асказансорская свита на полную мощность вскрыта линией горных выработок XXX, где представлена внизу бурыми, местами до буро-черных (от присутствия окислов марганца)



Фиг. 4. Строение асказансорской свиты верхнего олигоцена в 16 км к западу от устья лога Андассай (разрез по линии горных выработок XXIX/XII).

1 — суглинки четвертичные, нерасчлененные. Верхнеолигоценовые отложения: 2 — галечники; 3 — пески гравийные с галькой; 4 — пески гравийные; 5 — пески; 6 — глины; 7 — палеозойские образования; 1534 — номера шурфов

галечниками и вверху желтыми гравийными песками. Галечники состоят преимущественно из галек кислых эффузивов и песчаников, имеющих слабую и плохую окатанность (IV и V классы окатанности). Гравий из верхнего слоя имеет среднюю и хорошую окатанность. Содержание его увеличивается к основанию слоя. Общая максимальная мощность свиты в этом месте равна 7 м.

Линии горных выработок VIII и XVI, расположенные к востоку от линии горных выработок XXX соответственно в 2,5 и 7,5 км, вскрыли только верхнюю часть асказансорской свиты. Это желтые, местами омарганцованные гравийные пески, вскрытая мощность которых близ устья лога Андассай (на линии горных выработок XVI) равна 5 м. Скважины, пробуренные в небольшом количестве Казахской гидрогеологической экспедицией юго-восточнее устья лога Андассай, в области Чуйской впадины, не подсекли отложений, которые можно было бы сопоставить с асказансорской свитой. Но она, по-видимому, здесь имеется и при дальнейших более детальных исследованиях может быть обнаружена.

Двигаясь от линии горных выработок VII к северо-западу, т. е. вниз по течению верхнеолигоценовой Пра-Чу (что доказывается наклоном ко-сой слоистости в этом направлении), мы видим, что на расстоянии 6 км асказансорская свита образована желто-бурыми галечниками, мощностью от 0,8 до 2 м в основании, сменяющимися вверх по разрезу такого же цвета кварцевыми гравийными песками, т. е. имеет двухслойное строение (линия горных выработок XXIX/XII; фиг. 4). Мощность гравийных песков, местами содержащих включения гальки, от 1 до 1,6 м. Общая мощность свиты от 1,5—2,0 до 3,6 м. Среднее содержание валунно-галечной фракции в нижнем слое достигает 44,2% (табл. 2).

Таблица 2

Средний гранулометрический состав (в %) гравийно-галечных отложений асказансорской свиты верхнего олигоцена на отрезке восточная часть впадины Сарой — лог Безымянный

| № линии горных выработок | Количество проб, из которых выведен средний процент | Размер фракций в мм | | | | |
|--------------------------|---|---------------------|----------------|--------------|---------------|------------------------|
| | | >100 (валуны) | 100—8 (гальки) | 8—2 (гравий) | 2—0,2 (пески) | <0,2 (алевриты, глины) |
| XXIX/XII | 10 | 1,0 | 43,2 | 24,8 | 20,9 | 10,1 |
| XXVIII | 25 | 1,4 | 33,0 | 17,7 | 25,1 | 22,8 |
| XLI | 10 | 4,1 | 41,3 | 17,2 | 23,2 | 14,2 |
| XIII/IX | 9 | — | 19,1 | 20,5 | 26,7 | 33,7 |
| XVIII/IV | 31 | 2 | 28,1 | 25,3 | 31,6 | 13,0 |
| XX/V | 12 | 2,1 | 27,3 | 24,2 | 32,2 | 14,2 |

Галечники, как и в районе линии горных выработок VII, состоят преимущественно из галек кислых эффузивов (46,6%) и песчаников (35,3%). По окатанности гальки относятся преимущественно к IV и V классам, т. е. к слабо и плохо окатанным (в сумме составляют 87,9%). Галька средней окатанности содержится в количестве 11%.

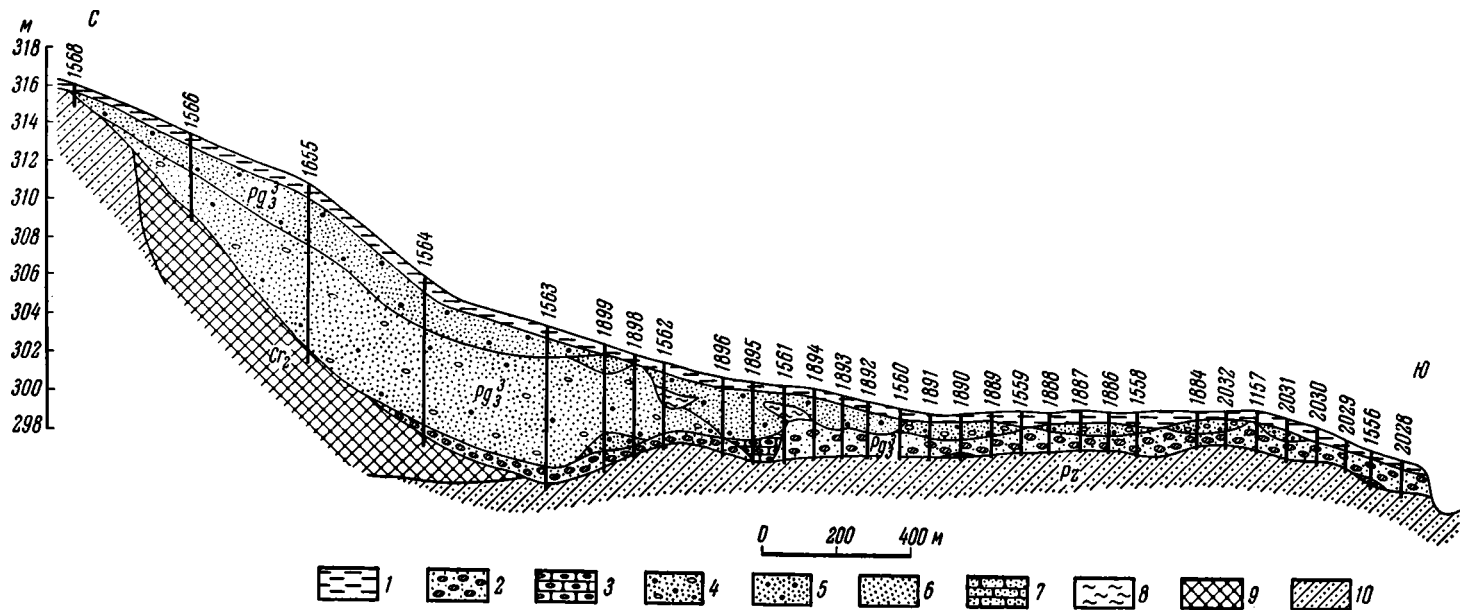
Изучение минералогического состава галечников показывает, что для них характерна ильменитовая с гранатом и эпидотом минералогическая ассоциация. Минералы ассоциации сопровождаются гематитом, магнетит-мартиром, цирконом, баритом и ставролитом, в виде единичных зерен встречаются хромит, амфибол, лейкоксен, дистен, анатаз и алмаз. Средний выход шлиха из галечников равен 2,4 кг/м³, из песков с гравием — 0,7 кг/м³.

В 6 км западнее описанного участка (или в 22 км северо-западнее лога Андассай) асказансорская свита вскрыта линией горных выработок XXVIII, где представлена внизу желто-бурыми галечниками и сверху желтыми гравийными песками с галькой и такими же гравийными песками без гальки (фиг. 5). Мощность галечников, местами переходящих в конгломерат с известковистым цементом, в большинстве шурфов равна 1 м и только в некоторых из них увеличивается до 2 м. Содержание валуно-галечной фракции в слое меньше, чем на линии горных выработок XXIX/XII, и равно 34,4%; содержание же глинисто-алевритовой фракции здесь возрастает до 22,8% (см. табл. 2). Петрографический состав галечников из основания свиты в общем одинаков с составом галечников, вскрытых линией горных выработок XXIX/XII, но окатанность их здесь несколько лучше (табл. 3). Лежащие выше гравийные пески с линзами глины имеют мощность около 1 м в южной части долины и около 8 м — в северной. Они с лежащих ниже галечников переходят на верхнемеловые

Таблица 3

Средний петрографический состав и окатанность галек из галечников асказансорской свиты на отрезке восточная часть впадины Сарой — лог Безымянный

| № линий горных выработок | Количество проб, из которых выведен средний процент | Содержание пород в % | | | | | | | | Окатанность по классам в % | | | | |
|--------------------------|---|----------------------|--------------------------|-----------------|-------|-----------|--------|----------|--------|----------------------------|-----|------|------|------|
| | | кварцит | кремнистые сланцы и яшмы | кислые эффузивы | кварц | песчаники | гранит | биприбит | прочие | I | II | III | IV | V |
| XXIX/XI | 10 | 11,4 | 3,5 | 46,6 | 1,4 | 35,3 | 1,1 | 0,4 | 0,3 | 0,1 | 1,0 | 11,0 | 54,0 | 33,9 |
| XXVIII | 25 | 9,6 | 6,3 | 48,0 | 0,93 | 32,6 | 1,2 | 0,2 | 1,2 | 0,1 | 0,8 | 17,8 | 51,9 | 29,4 |
| XI | 10 | 5,9 | 2,0 | 46,9 | 0,5 | 41,8 | 2,1 | 0,4 | 0,4 | — | 0,7 | 9,2 | 55,4 | 34,7 |
| XVIII/IV | 28 | 12,1 | 11,7 | 50,0 | 0,7 | 25,2 | 0,3 | — | — | 0,1 | 2,7 | 12,1 | 38,6 | 46,5 |
| XX/V | 12 | 10,8 | 8,7 | 53,6 | 0,6 | 23,2 | 3,1 | — | — | — | 0,5 | 6,4 | 35,4 | 57,7 |



Фиг. 5. Строеие асказансорской свиты верхнего олигоцена в 22 км северо-западнее лога Андассай (разрез по линии горных выработок XXVIII).

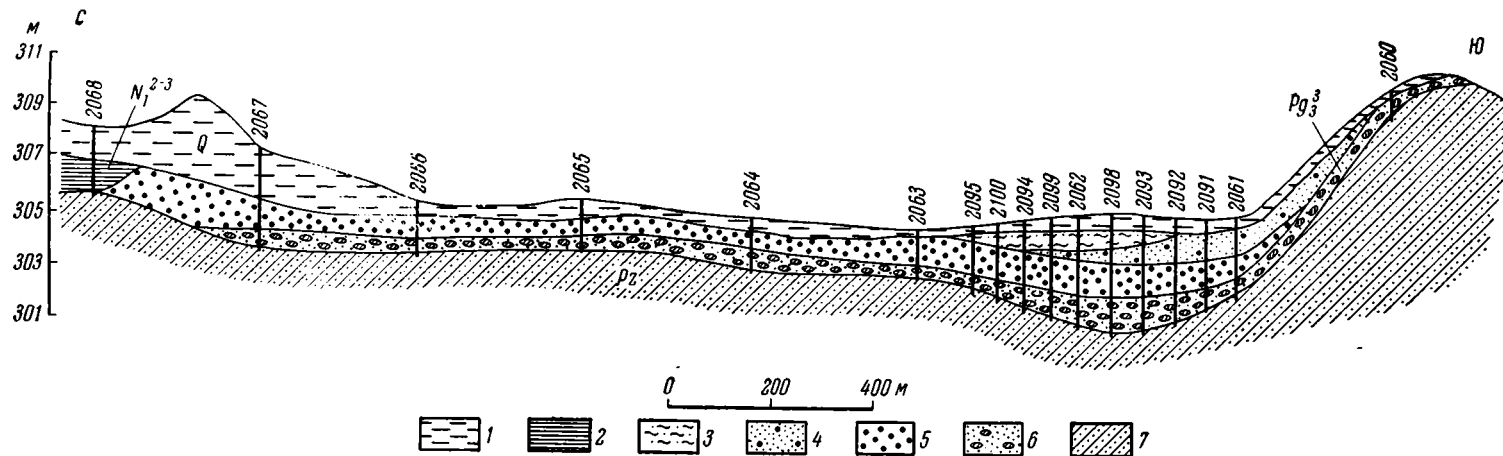
1 — суглинки четвертичные, нерасчлененные. Верхнеолигоценовые отложения: 2 — галечники; 3 — конгломераты; 4 — пески гравийные с галькой; 5 — пески гравийные; 6 — пески; 7 — песчаники; 8 — глины; 9 — отложения верхнего мела; 10 — палеозойские отложения; 1566 — номера шурфов

и палеозойские отложения. Общая мощность пород свиты изменяется от 1,5 до 8 м. Галечники и гравийные пески по-прежнему характеризуются ильменитовой с гранатом и эпидотом минералогической ассоциацией. Кроме этих минералов, здесь обнаружены гематит, магнетит-мартит, лимонит, рутил, циркон, турмалин, амфибол, барит, сфен, лейкоксен, ставролит, апатит и ангидрит, а также редкие и единичные зерна хромита, шпинели, пироксена, дистена, андалузита, корунда, анатаза и алмаза. Таким образом, минералогический состав верхнеолигоценых отложений здесь несколько разнообразнее, чем в районе линии горных выработок XXIX/XII. Средний выход шлиха из галечников равен $2,3 \text{ кг/м}^3$, из гравийных песков — $0,8 \text{ кг/м}^3$ и из глин — $0,1 \text{ кг/м}^3$.

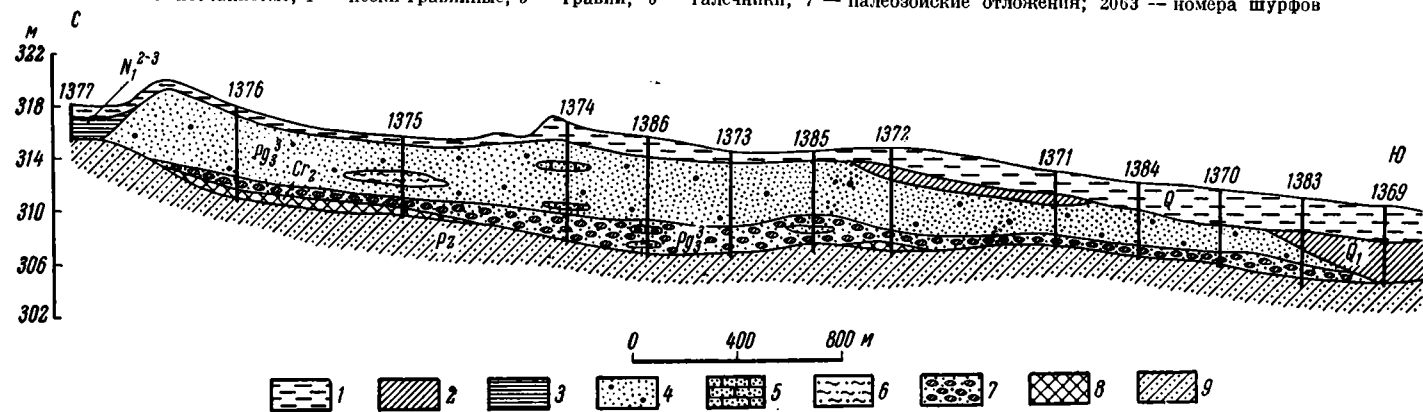
Галечниковый слой асказансорской свиты обнаруживается и в 4 км западнее линии горных выработок XXVIII, верхний же, песчано-гравийный слой здесь замещается гравийным, а гравий в южной части долины в горизонтальном направлении замещается гравийным песком и песчанистой глиной (фиг. 6). Соотношение мощностей галечникового и гравийного слоев в северной части долины приблизительно равно 1 : 1, в южной местами — соответственно 1 : 2. Общая мощность свиты изменяется от 1,5 до 4 м. На описываемом участке (линия горных выработок XLI) наблюдается максимальный выход валунно-галечной фракции, равный 45,4% (см. табл. 2). Окатанность, петрографический и минералогический состав галечников не изменяются (см. табл. 3). Для них характерны ильменитовая с гранатом и эпидотом минералогическая ассоциация и такой же комплекс сопутствующих минералов, который указывался для более восточного участка долины. Выход шлиха из галечников равен $2,4 \text{ кг/м}^3$.

В 3 км западнее линии горных выработок XLI (или в 4 км восточнее лога Коктал) в асказансорской свите виден только один галечниковый слой, мощностью от 1,0 до 3,5 м. Содержание галечной фракции в нем падает до 19,1%, тогда как выход глинисто-алевритовой возрастает до 33,7% (см. табл. 2). Валунны отсутствуют. Окатанность галечников здесь (линия горных выработок XIII/IX) несколько хуже, ибо наряду с преобладанием галек слабой и плохой окатанности имеется щебенка залегающих в основании свиты песчаников карбона. Еще западнее (ниже по течению) асказансорская свита линии горных выработок XXI/I вскрыта по левому берегу лога Коктал. В основании ее прослеживаются желто-бурые галечники с линзами песчаных глин, песков и конгломератов с известковистым цементом. Мощность галечникового слоя, подстилаемого отложениями верхнего мела и карбона, от 0,8 до 2 м. Вверх по разрезу галечники сменяются желтыми кварцевыми гравийными песками с линзами песчаников и песчаных глин общей мощностью от 1 до 5,6 м (фиг. 7). Общая максимальная мощность свиты достигает 7,6 м. Шлихи из галечников состоят в основном из гематита (40%), ильменита (29%), граната (15%) и эпидота (6%), образующих ильменитовую с гранатом и эпидотом минералогическую ассоциацию. Сумма минералов — магнетит-мартита, циркона, барита, сфена, ставролита, рутила и лейкоксена — составляет около 10%. Редкими и единичными зернами встречаются анатаз, апатит, турмалин, корунд, кианит и шпинель. Выход шлиха из галечников равен 2 кг/м^3 , из гравийных песков — $0,7 \text{ кг/м}^3$, из глин — $0,02 \text{ кг/м}^3$.

В 8 км западнее лога Коктал (линия горных выработок XVIII/IV) максимальная мощность асказансорской свиты не превышает 3,6 м, при этом, в отличие от предыдущего участка, в котором наблюдается преобладание песчаной фации, здесь соотношение галечниковой и песчаной фаций примерно одинаковое (фиг. 8). Для галечников основания свиты, мощностью 1—2 м, характерно преобладание галек слабой и плохой окатанности (в сумме составляют 85,1%). По составу это кварцевые порфиры (50,0%), песчаники (25,2%), кварциты (12,1%), кремнистые сланцы и яшмы (11,7%)



Фиг. 6. Строение асказансорской свиты верхнего олигоцена в 10 км к востоку от лога Коктал (разрез по линии горных выработок ХЛ1).
 1 — суглинки четвертичные, нерасчлененные; 2 — отложения андассайской свиты нижнего — среднего миоцена. Верхнеолигоценовые отложения: 3 — глины песчанистые; 4 — пески гравийные; 5 — гравий; 6 — галечники; 7 — палеозойские отложения; 2063 — номера шурфов



Фиг. 7. Строение асказансорской свиты верхнего олигоцена по левобережью лога Коктал (разрез по линии горных выработок ХХ1/1).
 1 — суглинки четвертичные, нерасчлененные; 2 — отложения кеншагьской свиты эоплейстоцена; 3 — отложения андассайской свиты миоцена. Верхнеолигоценовые отложения: 4 — пески гравийные; 5 — песчаники; 6 — глины песчанистые; 7 — галечники; 8 — отложения верхнего мела; 9 — отложения палеозоя; 1375 — номера шурфов

кварц (0,7%) и граниты (0,3%). Содержание валунно-галечной фракции в слое равно 30,1%. Минералогический состав шлихов из галечников довольно разнообразен. Наряду с минералами ассоциации — ильменитом, гранатом и эпидотом — здесь обнаружены гематит, магнетит-мартит, лимонит, циркон, барит, сфен, ставролит, рутил, ангидрит и редкие зерна хромита, моноклинного пироксена, амфибола, лейкоксена, анатаза, апатита, турмалина, корунда, кшанита, ангидрита, шпинели и осмистого иридия. Средний выход шлиха выше, чем в более восточной части долины, и равен 3,4 кг/м³.

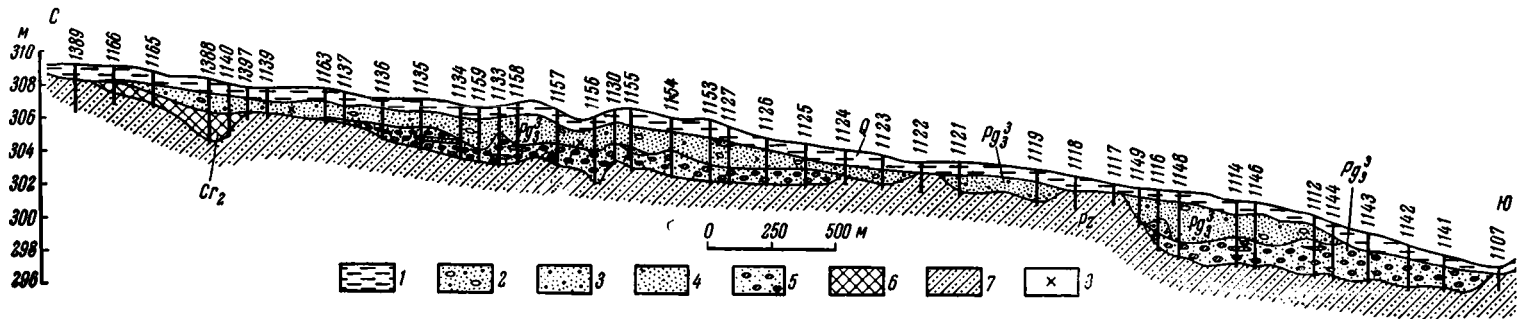
Лежащие выше гравийные пески с галькой (по составу не отличающейся от галечников основания) имеют мощность 0,8—2,4 м. Выход шлиха из них — 1,7 кг/м³, т. е. в 2 раза меньше, чем из нижележащих галечников.

Таким образом, на отрезке от линии горных выработок XXIX/XII до линии горных выработок XVIII/IV, протяженностью около 31 км, аскавансорская свита имеет двухслойное строение (за исключением линии горных выработок XIII/IX) и характеризуется более или менее одинаковой окатанностью и одинаковым минералогическим составом галечников. Состав последних на этом отрезке тоже не претерпевает изменений, если не считать некоторого увеличения на линии горных выработок XVIII/IV количества галек кремнистых сланцев и уменьшения содержания песчаников. Содержание галек кислых эффузивов несколько увеличивается в связи с наличием обширного массива кварцевых порфиров, расположенного в 6 км к западу от лога Коктал. Выход шлиха из галечников варьирует от 2 до 3,4 кг/м³.

Западнее описанного отрезка, в районе лога Безымьяного, аллювиальная свита имеет трехслойное строение, в общем аналогичное строению ее в северной половине долины Пра-Чу, в восточной части впадины Сарой. Так, в 4 км к востоку от упомянутого лога нижний слой представлен галечниками (с содержанием галечной фракции 29,4%), средний — гравийными песками, переходящими по простирацию в пески и глины общей мощностью 4,8 м, и верхний — песками с гравием и небольшим количеством гальки (фиг. 9), отличаясь этим от верхнего слоя верхнеолигоценых отложений впадины Сарой, в котором среднее содержание валунно-галечной фракции не падает ниже 15%. По сравнению с описанным выше отрезком долины гальки из нижнего слоя этой части характеризуются худшей окатанностью (содержание галек IV и V классов окатанности равно 93,1%), максимальным содержанием галек кислых эффузивов (53,6%) и гранитов (3,1%), что вызвано размывом в верхнеолигоценое время массивов гранитов и кварцевых порфиров, расположенных в этом месте. Минералогический состав их остается прежним: в наибольшем количестве содержится ильменит (25%), за ним следуют гранат (19%) и эпидот (6%), образующие ильменитовую с гранатом и эпидотом минералогическую ассоциацию. Выход шлиха из галечников — 3,6 кг/м³, из песков с гравием — 1,4 кг/м³, из глин — 0,1 кг/м³. Общая мощность отложений аскавансорской свиты 6,4 м.

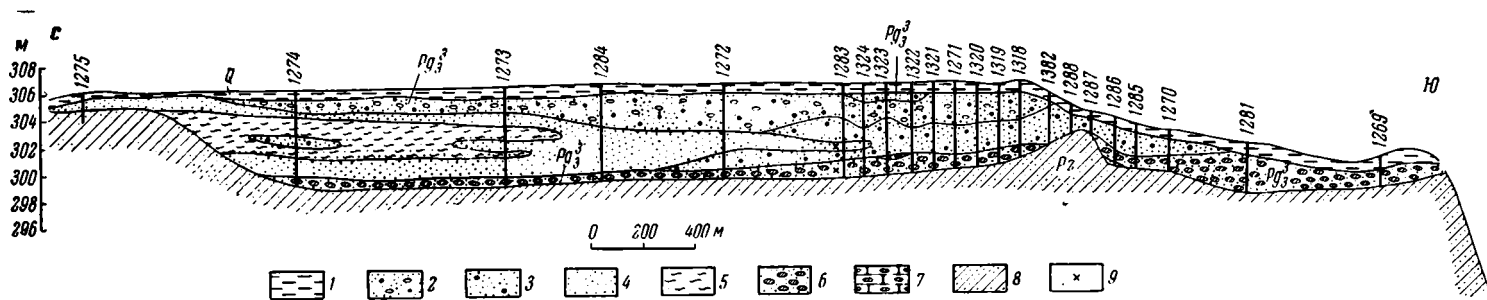
В 6 км к западу от лога Безымьяного (линия горных выработок XXVII, фиг. 10) не только верхний, но и нижний слой представлен песками с гравием и галькой, а общая мощность осадков аллювиальной свиты возрастает до 14 м. При этом средний, глинисто-песчаный слой имеет мощность 11—12 м. Гранулометрический состав этой части долины и расположенной западнее приведен в табл. 4, из которой видно, что содержание фракции <0,01 мм изменяется от 40,2% (песчанистая глина) до 94,8% (чистая глина). Некоторые породы, содержащие до 60,4% карбоната, являются уже мергелем.

Отношение SiO₂ : Al₂O₃ такое: обр. 261/52 — 3,8; обр. 203/52 — 3,64; обр. 205/52 — 3,5. Судя по высокому содержанию щелочей (3—4%),



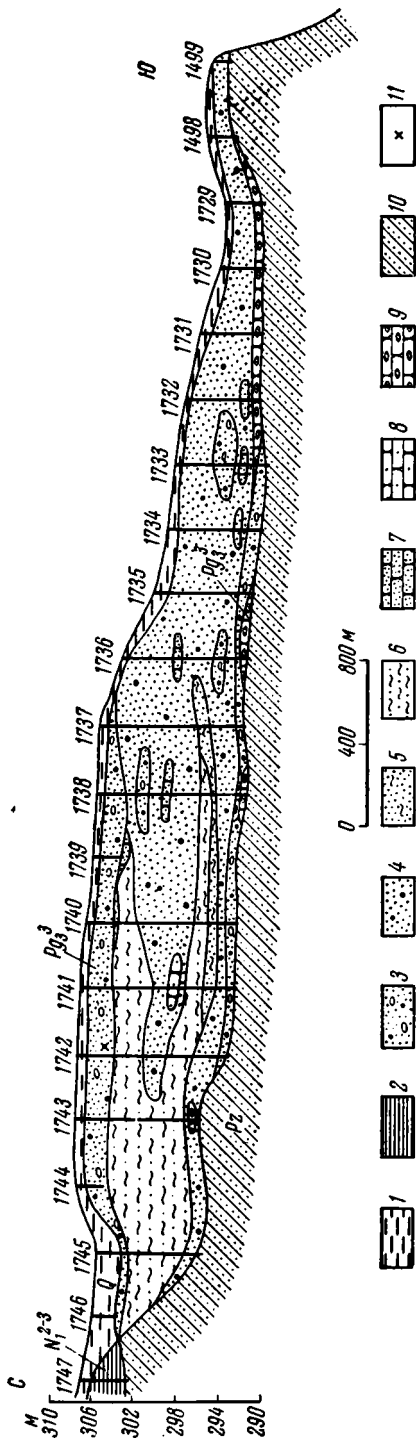
Фиг. 8. Строение асказансорской свиты верхнего олигоцена в 7 км к западу от лога Коктал (разрез по линии горных выработок XVIII/IV).

1 — суглинки четвертичные, нерасчлененные. Верхнеолигоценовые отложения: 2 — пески гравийные с галькой; 3 — пески гравийные; 4 — пески; 5 — галечники; 6 — отложения верхнего мела; 7 — отложения палеозоя; 8 — места находок фауны млекопитающих; 1107 — номера шурфов



Фиг. 9. Строение асказансорской свиты верхнего олигоцена в 4 км восточнее лога Безмыяного (разрез по линии горных выработок XX/V).

1 — суглинки четвертичные, нерасчлененные. Верхнеолигоценовые отложения: 2 — пески гравийные с галькой; 3 — пески гравийные; 4 — пески; 5 — глины песчаные; 6 — галечники; 7 — конгломераты; 8 — отложения палеозоя; 9 — места находок фауны млекопитающих; 1272 — номера шурфов



Фиг. 10. Стрoение аскаансорской свиты верхнего олигоцена в 7 км к западу от лога Безымянного (разрез по линии горных выработок XXVII).

1 — суглинки четвертичные, нерасчлененные; 2 — отложения андасайской свиты миоцена. Верхнеолигоценовые отложения: 3 — пески гравийные с галькой; 4 — пески гравийные; 5 — глины песчаные; 6 — глины песчаные; 7 — песчанник; 8 — гравелистый; 9 — конгломерат; 10 — палеогеновые отложения; 11 — места находок фауны млекопитающих; 1736 — номера шурфов

состав глин гидро-слюдистый. Высокий же процент гигроскопической влаги в них (8—10) указывает на возможное присутствие монтмориллонита.

Однако с полной уверенностью судить о минералогическом составе этих глин только по данным химических анализов невозможно.

Представление о химическом составе глин дает табл. 5.

Измельчение материала в этом месте было причиной уменьшения выхода шлиха. Средний выход его из гравийных песков равен только $1,2 \text{ кг/м}^3$. Минералогический состав осадков в качественном отношении не изменяется, однако количественное соотношение минералов несколько другое. Шлихи из гравийных песков состоят главным образом из гематита (53%), граната (19%), ильменита (13%) и эпидота (6%), т. е. содержание ильменита здесь уменьшается, а содержание граната возрастает. Возможно, это связано с разрывом в верхнеолигоценовое время метаморфических пород, развитых в настоящее время в 6 км к северу от описываемого участка. Кроме указанных минералов, здесь встречены магнетит-мартит, лимонит, моноклинный пироксен, цир-

Гранулометрический состав (в %) глин асказансорской свиты в 7 км к западу от лога Безымянного и из района Асказансора (за пределами исследованной территории)

| Место взятия образца | Размер фракций в мм | | | | | Карбонатность в % |
|--|---------------------|----------|----------|----------|-------|-------------------|
| | >0,5 | 0,5—0,25 | 0,25—0,1 | 0,1—0,01 | <0,01 | |
| Линия горных выработок XXVII, шурф 1742, обр. 259/52 | — | 1,0 | 2,3 | 5,5 | 91,2 | |
| Линия горных выработок XXVII, шурф 1743, обр. 261/52 | — | 0,6 | 1,8 | 9,2 | 88,4 | 20,9 |
| Река Сарысу (Асказансор), обр. 205/52 | — | — | 1,7 | 9,6 | 88,7 | 60,4 |
| Там же, обр. 206/52 | — | — | 1,2 | 4,0 | 94,8 | 30,1 |
| » обр. 207/52 | — | — | 0,1 | 12,2 | 87,7 | 22,3 |
| » обр. 208/52 | — | 39,5 | 14,5 | 5,8 | 40,2 | 10,9 |
| » обр. 214/52 | — | — | 3,5 | 22,1 | 74,4 | — |

коп. рутил, сфен, турмалин, ставролит, дистен, лейкоксен, а также редкие зерна анатаза, шпинели и андалузита.

Еще западнее, в районе линии горных выработок XVII, асказансорская свита представлена глинами, желтыми мелкозернистыми песками и песками с гравием общей мощностью около 27 м (фиг. 11). В основании свиты прослеживаются гравийные пески мощностью 1,4 м, которые вверх по разрезу сменяются коричневыми глинами мощностью 6 м, а последние — песками с линзами гравийных песков и глин общей мощностью 18 м. В самом верху снова прослеживаются гравийные пески мощностью 1,8 м. Таким образом, асказансорская свита в этом месте также состоит из трех слоев, при этом мощность среднего слоя достигает 24 м. Увеличение мощности и измельчение осадков, вероятно, связано с небольшими опусканиями этого участка суши во время образования верхнеолигоценового аллювия. С уверенностью объяснить эти закономерности изменением литологии подстилающих пород не представляется возможным.

• Двигаясь вниз по течению верхнеолигоценовой Пра-Чу, можно отметить, что к югу от впадин Акой и Кызылтуз аллювиальная свита снова имеет двухслойное строение (галечниковый слой внизу и песчаный вверху), а мощность ее сокращается до 2—3 м (фиг. 12). Содержание валунно-галечной фракции в нижнем слое к югу от впадины Акой достигает 32,65% (табл. 6). Однако окатанность галек здесь хуже, чем в восточной части долины, а заглинованность галечников больше. Выход шлиха снова возрастает, достигая в среднем 3 кг/м³. Шлихи, как и на линии горных выработок XXVII, характеризуются преобладанием граната (16,5%), за которым следуют ильменит (11%) и эпидот (6%). По-прежнему много гематита (52%).

В 26 км западнее впадины Акой (у оз. Сарычиганак) галечники нижнего слоя замещаются гравийными песками с галькой, которые перекрываются глинистыми песками с гравием. Общая мощность пород свиты около 3 м (фиг. 13). От оз. Сарычиганак до южной оконечности сора Буралкенынтуз асказансорская свита на полную мощность не была вскрыта. Пройденные здесь линии горных выработок XLIV/XLVIII (в 20 км западнее оз. Сарычиганак) и XLV/XLIX (в 21 км западнее последней) вскрыли только верхнюю часть свиты. На линии горных выработок XLIV/XLVIII она образована желтыми кварцевыми гравийными песками с галькой, мощностью 2 м, которые ниже сменяются желтыми песками без гравия и галек, неполной мощностью также 2 м. Общая вскрытая мощность свиты 4 м.

Химический состав (в %) глин асказансорской свиты из района

| Место взятия и номер образца | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO |
|--|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|
| В 7 км к западу от лога Безымянного (линия горных выработок XXVII, шурф 1743), обр. 261/52 | 48,04 | 0,76 | 21,28 | 8,62 | 0,31 |
| Низовья р. Сарысу (Асказансор), обр. 203/52 | 46,08 | 0,65 | 21,59 | 7,88 | Нет |
| Низовья р. Сарысу, обр. 205/52 | 46,32 | 0,60 | 22,45 | 8,05 | 0,42 |

Таблица 6

Средний гранулометрический состав гравийно-галечных отложений асказансорской свиты (в %)

| № линии горных выработок | Количество проб, из которых выведен средний % | Размер фракций в мм | | | |
|--------------------------|---|---------------------|-------------------|-----------------------|--------------------------|
| | | > 100 (валуны) | 100—8 (галечники) | 8—0,2 (гравий, пески) | < 0,2 (алевроиты, глины) |
| XXVI | 10 | 0,85 | 31,8 | 47,4 | 19,95 |
| XXIIa | 10 | 0,4 | 29,25 | 54,1 | 16,25 |

На линии горных выработок XLV/XLIX асказансорская свита представлена желтовато-серыми песками, максимальная вскрытая мощность которых равна 7 м. Выход шлиха из песков и гравийных песков, вскрытых горными выработками указанных линий, не превышает 0,2 кг/м³, т. е. в 10—15 раз меньше, чем в более восточных частях долины. Количественные соотношения минералов показывают, что верхнеолигоценые отложения на этом участке характеризуются ильменитовой с гранатом и эпидотом минералогической ассоциацией.

На левобережье р. Чу асказансорская свита, как и в большинстве мест правобережья, состоит из двух слоев: нижнего — галечникового и верхнего — песчаного (фиг. 14, 15). Однако среднее содержание валунно-галечной фракции здесь меньше, чем на правобережье, и изменяется от 23,3 до 28,85% (табл. 7).

Таблица 7

Средний гранулометрический состав гравийно-галечных отложений асказансорской свиты верхнего олигоцена на левобережье р. Чу (в %)

| № линии горных выработок | Количество проб, из которых выведен средний % | Размер фракций в мм | | | |
|--------------------------|---|---------------------|-------------------|-----------------------|--------------------------|
| | | > 100 (валуны) | 100—8 (галечники) | 8—0,2 (гравий, пески) | < 0,2 (алевроиты, глины) |
| XXII | 10 | 0,4 | 28,85 | 54,1 | 16,65 |
| XXXVIII | 14 | 0,04 | 23,67 | 46,83 | 29,46 |
| XXXIX | 18 | — | 23,3 | 47,8 | 28,9 |

лога Безымянного и к западу от исследованной территории

| CaO | MgO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O ⁺ | H ₂ O ⁻ | CO ₂ | C | Органи- ческое ве- щество | Сумма |
|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------|------|---------------------------------|--------|
| 0,82 | 2,40 | 0,04 | 2,98 | 8,60 | 6,36 | Нет | 0,05 | 0,03 | 100,29 |
| 1,10 | 2,78 | Нет | 3,12 | 10,19 | 6,33 | 0,10 | 0,19 | 0,13 | 100,14 |
| 1,18 | 2,42 | Нет | 4,18 | 8,10 | 6,22 | Нет | 0,29 | 0,20 | 100,43 |

Отличие заключается также и в том, что здесь увеличивается содержание гальки из кварцитов, местами достигающее 42,1%, и кое-где увеличивается степень ее окатанности. Так, к югу от устья р. Малой Арны (линия горных выработок XXXIX) галечники в основном являются слабо- и среднеокатанными, хорошо окатанные гальки составляют 13,2% (табл. 8), что в 6—10 раз больше, чем содержание галек такой же окатанности в других местах. Степень загипсованности осадков левобережья незначительна, и поэтому они, в отличие от осадков других мест, сильно сыпучи. Выход шлиха из гравийно-галечных отложений — от 2,2 до 3,1 кг/м³. Отложения также характеризуются ильменитовой с гранатом и эпидотом минералогической ассоциацией и комплексом сопутствующих минералов, аналогичным отмеченным выше. Мощность свиты варьирует в пределах 5—9 м.

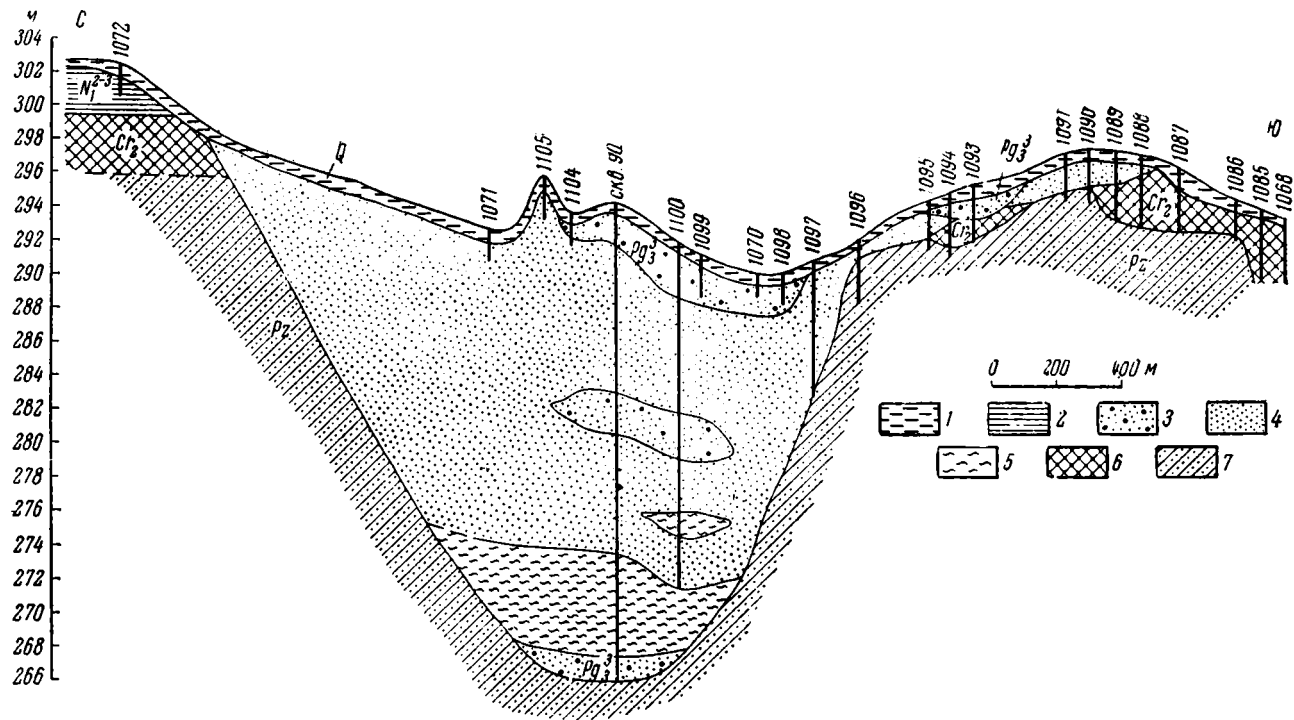
Таблица 8

Средний петрографический состав и окатанность галечников асказансорской свиты на левобережье р. Чу

| № линии горных выработок | Количество проб, из ко- торых выве- ден средний% | Содержание пород в % | | | | | | Окатанность по классам в % | | | | |
|--------------------------------|---|----------------------|-------------------------------------|-------------------|-------|----------------|--------|----------------------------|------|------|------|------|
| | | квар- цит | кремни- стые сланцы и яшмы | ислые эффузивы | кварц | песчани- ки | гранит | I | II | III | IV | V |
| XXXVIII | 9 | 24,4 | 10,1 | 20,4 | 2,2 | 42,0 | 0,9 | 0,1 | 2,6 | 14,8 | 26,6 | 55,9 |
| XXXIX | 10 | 42,1 | 19,2 | 13,8 | 7,2 | 16,8 | 0,9 | 1,4 | 13,2 | 35,4 | 32,2 | 17,8 |

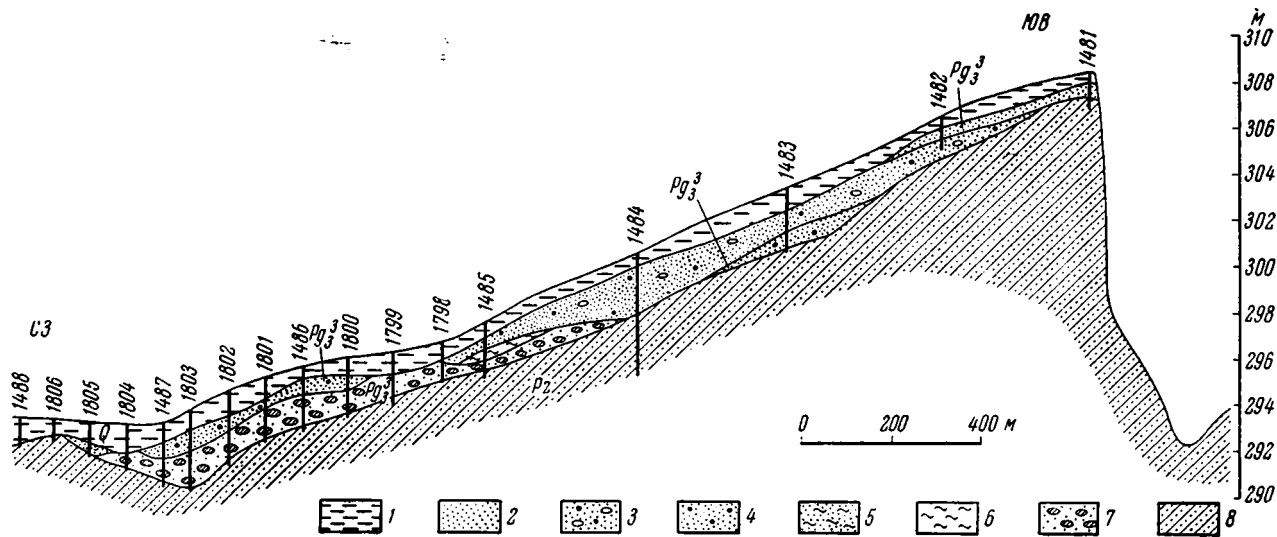
В галечниках (как нижнего, так и верхнего слоя) и в косослоистых песках нами впервые собраны остатки костей и зубов животных, среди которых Е. И. Беляевой определены представители семейств Indricotheriidae (*Indricotherium* sp.), Allaceropinae (?), Entelodontidae, Anthracotheriidae (*Brachiodus* sp.) и Hyaenodontidae (*Hyaenodon* sp.). Эта фауна, по заключению Е. И. Беляевой, указывает на средне- и верхнеолигоценовый возраст вмещающих ее отложений. Часть фауны из этих же отложений определял В. С. Бажанов. Среди остатков, по его мнению, имеются небольшой носорог *Allacerops turgaicum* Bor., *Indricotherium* sp. (*Indricotherium asiaticum* Bor.) и кости животных из сем. Indricotheriidae, относительно небольших размеров, с довольно сильно развитыми (гипсодонтными) коренными зубами, также указывающие на средне- и верхнеолигоценовый возраст. Н. Г. Шубина из описываемых отложений указывает остатки *Phyllotillon betpadalensis* (Flerov) (определение Е. И. Беляевой), обнаруженные ею к югу от впадины Акой.

Таким образом, остатки фауны, встречающиеся в аллювиальной свите, свидетельствуют о ее средне- и верхнеолигоценовом возрасте. На основании



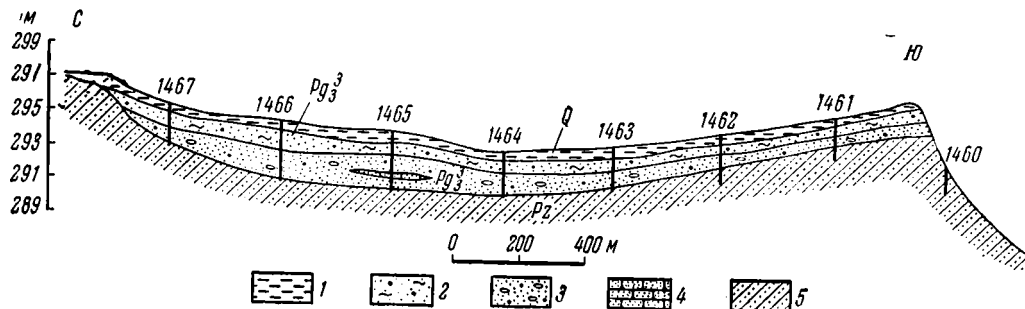
Фиг. 11. Строение асказансорской свиты верхнего олигоцена в 7 км к востоку от впадины Акой (разрез по линии горных выработок XVII).

1 — суглинки четвертичные, нерасчлененные; 2 — отложения андассайской свиты миоцена Верхнеолигоценовые отложения; 3 — пески гравийные; 4 — пески; 5 — глины; 6 — отложения верхнего мела; 7 — палеогеновые отложения; 1105 — номера шурфов



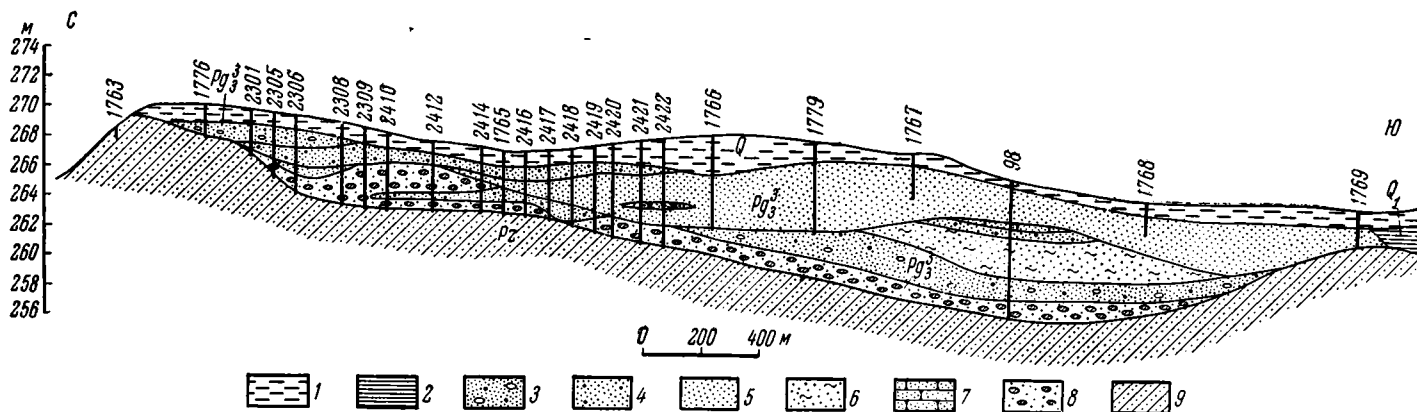
Фиг. 12. Строение асказансорской свиты верхнего олигоцена к югу от впадины Акой (разрез по линии горных выработок XXVI).

1 — четвертичные суглинки, нерасчлененные. Верхнеолигоценовые отложения: 2 — пески; 3 — пески гравийные с галькой; 4 — пески гравийные; 5 — пески глинистые; 6 — глины; 7 — галечники; 8 — палеозойские отложения; 1483 — номера шурфов



Фиг. 13. Строение асказансорской свиты верхнего олигоцена к северу от оз. Сарычиганак (разрез по линии горных выработок XXIII).

1 — суглинки четвертичные, нерасчлененные. Верхнеолигоценовые отложения: 2 — пески глинистые с гравием; 3 — пески гравийные с галькой; 4 — песчаники; 5 — палеозойские отложения; 1461 — номера шурфов



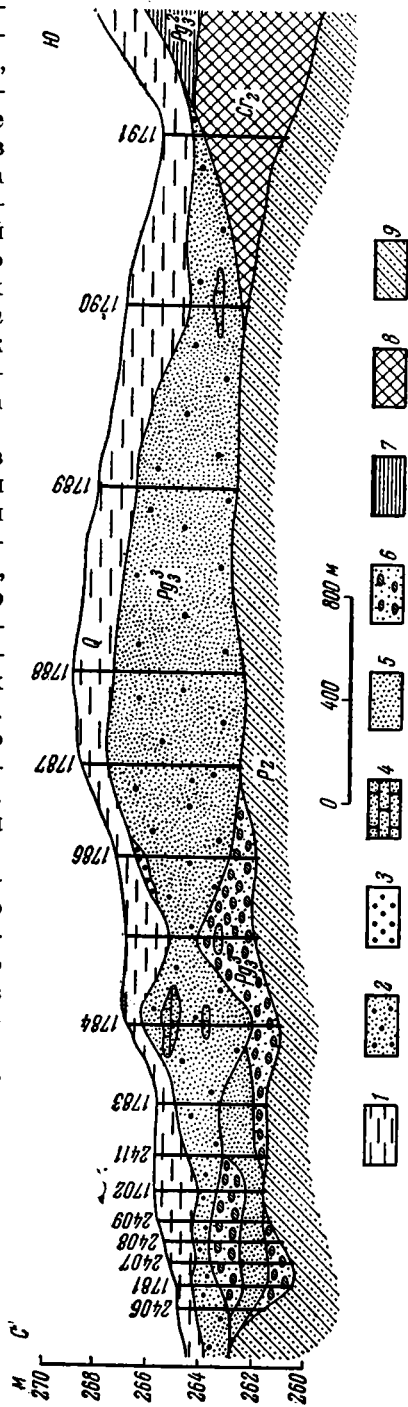
Фиг. 14. Строение асказансорской свиты верхнего олигоцена к югу от оз. Тузколье (разрез по линии горных выработок XXXVIII).

1 — суглинки четвертичные, нерасчлененные; 2 — отложения кеншагырской свиты воплейстоцена. Верхнеолигоценовые отложения: 3 — пески гравийные с галькой; 4 — пески гравийные; 5 — пески; 6 — пески глинистые; 7 — песчаники; 8 — галечники; 9 — отложения палеозоя; 1779 — номера шурфов

имеющихся находок решить вопрос о ее принадлежности к среднему или верхнему олигоцену не представляется возможным. Верхне-олигоценный возраст свиты устанавливается на основании того, что она с глубоким размывом залегает на кендерлыкской свите среднего олигодена. Лишний раз убеждает нас в этом находка К. В. Никифоровой в этих отложениях к западу от исследованной территории (в обрывах столового останца Аяк-Касаун) растительных остатков *Alangium aequalifolium* (Goepf.) Kryst. et Bor., так как этот вид встречается только в чаграйской свите верхнего олигодена Северного Приаралья.

Остатки гигантских носорогов из асказансорской свиты, впадины Сарой, р. Сарысу, возвышенности Кутантас и р. Белеуты¹ специально изучала В. И. Громова (1959), которая пришла к выводу, что по строению они являются промежуточными между среднеолигоценовыми и нижнеолигоценовыми, а их родовая принадлежность не ясна. В. И. Громова считает также, что верхний возрастной предел распространения рода *Indricotherium*, который включает только один вид — *I. transouralicum* M. Pavl. (= *I. asiaticum* Bor.), ограничивается средним олигоценом. Однако данные Е. И. Беляевой и В. С. Бажанова позволяют считать, что род *Indricotherium* переходил и в верхний олигоцен. Принадлежность к асказансорской свите вида *I. asiaticum* (по определению В. С. Бажанова) требует проверки на дополнительном материале.

Устройство скелета гигантских носорогов допускает предположение, что они питались листвой и корой высоких деревьев (Громова, 1959). Отсюда можно сделать вывод, что в верхнем олигоцене на рассматриваемой территории имелись леса, которые, по-видимому, не покрывали исследованную тер-



Фиг. 15. Строение асказансорской свиты верхнего олигодена к югу от устья р. Малой Арны (разрез по линии горных выработок XXXIX).

1 — суглинки четвертичные, нерасчлененные. Верхнеолигоденовые отложения: 2 — песок гравийный; 3 — линза гравийная; 4 — песчанки; 5 — пески; 6 — галечник; 7 — отложения среднего олигодена; 8 — отложения верхнего олигодена; 9 — палеозойские отложения; 1790 — номера шурфов

¹ По сборам К. В. Никифоровой и автора.

риторию сплошным чехлом, а были среди них и открытые пространства, необходимые для обитания сем. Alacogorinae; строение скелета представителей этого семейства позволяет предполагать, что они были хорошими «бегунами». Обнаруженные в этих же породах остатки флоры и пыльцы дают некоторое представление о составе лесов. Надо указать, что, помимо уже упоминавшейся находки *Alangium aequalifolium* (Goerr.) Kryst. et Vog., в обрывах столового останца Аяк-Касаун К. В. Никифоровой обнаружены остатки *Betula prisca* Ett., *Quercus* sp. и *Cercidiphyllum* sp. (?) (определение В. А. Вахрамеева).

Южнее впадины Акой Е. Д. Заклинская (по сборам Н. Г. Шубиной) определила следующие остатки пыльцы и спор (в зернах): *Abies* — 1, *Picea* — 16, *Pinus* — 33, *Betula* — 11, *Alnus* — 1, *Artemisia* — 1, разнотравье — 2, споры типа *Sphagnum* — 4, плауны — 1; всего древесных — 90,9%, недревесных — 9,1%. Среди пыльцы *Pinus* встречается *Pinus silvestris* и *Pinus* sect. *Cembrae*.

Необходимо заметить, что подобный пыльцевой спектр более характерен для четвертичных, чем для палеогеновых отложений, что невольно вызывает сомнение в правильности отбора образцов Н. Г. Шубиной. Но и независимо от этого судить по единичному спектру о характере верхнеолигоценовой растительности было бы не совсем осторожно. Известно, что в верхнеолигоценовой флоре соседних районов Казахстана имеется много широколиственных пород, которые, при более детальном изучении, могут быть обнаружены и в асказансорской свите Причуйских степей.

К западу от сора Буралкенынтуз выходы пород асказансорской свиты обнаруживаются лишь на расстоянии 40 км — к северу от родника Саржантума и к северу от могильника Карабала. Это мелкие галечники, включенные в желтовато-серый песок, и железистые песчаники и мелкогалечные железистые конгломераты, в осыпях которых К. В. Никифоровой в 5 км восточнее родника Саржантум в 1952 г. обнаружены остатки костей индрикотериев. Постелью описанных отложений, мощностью 1—2 м, являются красные глины среднего олигоцена. Н. Г. Шубиной указаны в этой части Бет-Пак-Далы отложения верхнего плиоцена (пестроцветная свита, по ее терминологии). Западнее и севернее исследованной территории осадки описываемой свиты, по данным К. В. Никифоровой и других исследователей, отмечаются на возвышенности Кутантас, в урочищах Кендерлык и Тамгалынура (на правом берегу р. Бактыкарын), у солончака Асказансор, а также на правом и левом берегах р. Сарысу.

На возвышенности Кутантас асказансорская свита, по данным К. В. Никифоровой и Н. А. Константиновой за 1953 г., сложена светло-серыми и желтовато-серыми песками с прослоями песчанков такого же цвета. Последние по склону образуют россыпи обломков и глыб, среди которых встречаются кости индрикотериев.

На южном склоне возвышенности Тасбулак (на правом берегу р. Сарысу) верхнеолигоценовая свита имеет следующее строение, по данным тех же авторов (сверху вниз):

| | Мощность в м |
|--|--------------|
| P ₈₃ ³ 1. Железистые песчаники и конгломераты | 2 |
| 2. Желтовато-серые мелко- и тонкозернистые кварцевые пески с ожелезненными прослоями (ортзандами) в виде тонких плиток | 8 |
| 3. Светло-желтые мелкозернистые кварцевые пески и белые пески с прослоями белых и голубоватых глин и алевролитов. В ряде мест пески гравийные и содержат включения мелкой гальки | 3 |

Ниже лежат зеленовато-серые глины чеганской свиты.

В осыпи по склону встречаются обломки ожелезненной древесины и кости млекопитающих — *Halicotheriidae*, *Indricotheriidae* и свинообраз-

ные. Кости в ряде случаев пропитаны окислами железа; по-видимому, они были приурочены к железистым песчаникам верхнего мела.

На северном склоне указанной возвышенности (к востоку от родника) выходят (сверху вниз):

Мощность в м.

- | | | |
|-----------------|---|-----|
| Pg ₃ | 1. Песчаники и конгломераты в виде глыб с патеками лимонита пузырьчатой формы | 15 |
| | 2. Пески кварцевые, светлые, белые, розоватые, зеленоватые, желтые | 1,5 |

Ниже лежат красные глины среднего олигоцена.

В осыпи у этого обнажения К. В. Никифоровой собраны следующие остатки фауны млекопитающих (определение Е. И. Беляевой) из семейств Indricotheriidae, Hyracodontidae, Halicotheriidae, Equidae, Anthracotheriidae, Gelocidae (*Prodremotherium* sp.), *Schisotherium* sp., хищники (*Carnivora*) и черепахи.

В районе солончака Асказансор обнажаются песчаные отложения, содержащие виды позвоночных, общие с видами из ранее описанных районов. Так, на южном берегу Д. И. Яковлевым (1941) еще в 1929 г. были впервые обнаружены *Indricotherium* и *Maropus* (определение А. А. Борисяка). В 1934 г. в этом месте сборы производил В. А. Селевин, обнаруживший следующие формы (определение К. К. Флерова): *Hemimerix turgaicus* Bor., *Aceratherium depereti* Bor., *Maropus betpactalensis* Flerov, *Indricotherium*. «Фауна, — пишет Д. И. Яковлев, — указывает на верхи олигоцена, но содержит *Aceratherium* и *Maropus*, известные из низов миоцена» (1941, стр. 126). Наиболее полный список фауны из этого места приводит Е. И. Беляева (1948): *Phyllotilon betpactalensis* (Flerov), *Dicerorhinus tagicus* Rom., *Hemimerix turgaicus* Bor., *Clemmys kasachstanica* Khoz., хищники из семейств Canidae и Felidae и остатки древесины.

Возраст отложений, заключающих перечисленную фауну, по мнению Е. И. Беляевой, — верхний олигоцен — миоцен, потому что здесь имеются как представители, известные из верхнего олигоцена, так и представители нижнего миоцена, например, *Aceratherium depereti* Bor. В приводимом ею списке фауны из района Асказансора этот вид почему-то не указан. С другой стороны, *Maropus betpactalensis* (по определению К. К. Флерова), указывающий на нижнемиоценовый возраст осадков, при переопределении оказался халикотерием — *Phyllotilon betpactalensis* (Flerov), характерным для верхнего олигоцена.

По нашему мнению, костеносные слои Асказансора являются верхнеолигоценовыми, а безрогий носорог *Aceratherium depereti* Bor. существовал, возможно, не только в нижнем миоцене, как считается в настоящее время, но появился ранее, в верхнем олигоцене.

А. Л. Явшин полагает, что «костеносные слои Асказансора принадлежат, скорее всего, к чаграйской свите верхнего олигоцена» (1953, стр. 543). В отношении возраста это замечание, по-видимому, справедливо. Однако генезис пород чаграйской свиты Северного Приаралья и костеносных слоев Асказансора различен. Песчаные осадки чаграйской свиты слагают аллювиальную равнину, а породы асказансорской свиты выполняют долину. Области сноса во время их отложения также были различны: материал асказансорской свиты, очевидно, сносился с возвышенностей юго-восточной части Казахстана и, может быть, частично с Тянь-Шаня, а матернал чаграйской свиты — с Мугоджар.

К. В. Никифорова (1957) указывает, что отложения асказансорской свиты к востоку от оз. Сарычиганак аллювиальные, а к западу от него, в пределах Чуйской депрессии, — озерно-аллювиальные. Правильнее, однако, считать, что и в указанном районе они являются аллювием Прачу, ибо в их составе отсутствуют или почти отсутствуют озерные фацци.

например глины, а преобладают пески и песчаники. Большие площади выходов пород описываемой свиты в этом районе также не могут служить доказательством в пользу их озерно-аллювиального генезиса (как можно было бы думать на первый взгляд), ибо это легко объяснить дроблением реки на рукава в связи с ее переходом из области нагорья во впадину, а также менее интенсивным размывом отложений впоследствии.

Галечники, косослоистые гравийные пески с прослоями песчаников и линзами глин асказансорской свиты, несомненно, являются аналогом руслового аллювия равнинных рек. Отсутствие пойменного наилка связано не с последующим его размывом, как можно было бы предполагать, а с тем, что он, вероятно вследствие климатических условий, не возникал вовсе. Это заключение базируется на том, что залегающие на более высоких абсолютных отметках и значительно более размытые миоценовые аллювиальные отложения имеют в своем составе ярко выраженную пойменную фацию. Если бы пойменный аллювий отлагался в верхнеолигоценовой аллювиальной свите, он обязательно сохранился бы.

На основании изложенного фактического материала — литологических особенностей асказансорской свиты, состава фауны, а также остатков широколиственной тургайской флоры из соседних областей — можно сделать заключение, что климат Бет-Пак-Далы в верхнем олигоцене был умеренным. Лето — теплое и довольно влажное, зима — малоснежная и не суровая, хотя деревья и сбрасывали листву. Очевидно, талые и дождевые воды поступали в реку более или менее равномерно, уровень воды в русле повышался не очень сильно и река почти не выходила из берегов. Вероятнее всего, это было связано с тем, что облесенность района и в общем слабо расчлененный рельеф регулировали сток. Возможно, пойма покрывалась паводковыми водами на очень короткое время, за которое наилок, содержащийся к тому же в небольшом количестве, не успевал выпасть.

То обстоятельство, что описанный аллювий по характеру не отличается от аллювия современных равнинных рек, может указывать на отложение его на равнине, местами всхолмленной, т. е. в условиях рельефа, напоминающего современный. Небольшая мощность верхнеолигоценового аллювия, резкое преобладание в нем галечников слабой и плохой окатанности также указывают на равнинность рельефа и небольшой уклон русла верхнеолигоценовой Пра-Чу. Русловой поток, по-видимому, не отличался большой мощностью (о чем свидетельствует плохая окатанность галек), но был достаточен для создания хорошо отмытых галечников и песков и действовал на протяжении большого промежутка времени.

Прослеживающиеся в разрезах асказансорской свиты слои являются субфациями руслового аллювия. Они сформировались вследствие бокового смещения потока и относятся геохронологически к одному и тому же подразделению возрастной шкалы. На механизме смены аллювиальных фаций в долинах рек нет нужды останавливаться подробнее, ибо это с исчерпывающей полнотой разобрано в известной монографии Е. В. Шанцера (1951). Здесь отметим лишь, что нижний галечниковый слой асказансорской свиты, очевидно, представляет собой стрежневую субфацию, а покрывающий его песчаный — боковую, или побочную субфацию¹. Встречающийся местами выше песков еще один песчано-галечниковый или песчано-гравийный слой также представляет стрежневую субфацию аллювия. Песчанистые же глины, залегающие в форме линз среди песков побочной субфации, скорее всего, — либо старичная фация, либо отложения, обусловленные периодическим заилием русловых отмелей и боковых протоков реки.

¹ В монографии Е. В. Шанцера (1951) они именуются: «пристрежневая фация» и «фация прирусловой отмели», — что, с нашей точки зрения, менее удачно.

Для объяснения смены слоев в разрезе какой-либо другой причиной, например изменением режима реки во времени, нет никаких оснований, так как при небольшой мощности аллювиальной свиты и при отсутствии в ней региональных перерывов эта смена по вертикали вполне объяснима горизонтальными смещениями русла при неизменном режиме реки в целом. Залегание осадков асказансорской свиты в неширокой эрозионной долине свидетельствует о том, что в пределах этой области в верхнеолигоценовое время происходило врезание рек, вызванное тектоническими поднятиями, в то время как в доверхнеолигоценовое время (например, во время образования глин кендерлыкской свиты) здесь преобладали опускания.

Возрастным аналогом асказансорской свиты в Северном Приаралье и Тургайской низменности является чаграйская свита, возраст которой, по А. Л. Яншину (1953), — верхний олигоцен. В Павлодарском Прииртыше ей отвечает выделенная К. В. Никифоровой (1953) IV свита верхнеолигоценового возраста. В районе Каратау асказансорской свите соответствует залегающая на красных глинах среднего олигоцена «песчаная толща» с индрикотериями, выделенная Б. А. Петрушевским (1942). В равнинных и горных областях Казахстана аналогом асказансорской свиты будет свита С, которую, выделившие ее авторы (Шлыгин, Казанли и Лавров, 1952), параллелизуют с верхнеолигоценовой свитой Казахстана и Западной Сибири. В предгорьях Памира и Тянь-Шаня асказансорской свите, вероятно, синхронна III красноцветная ритмоподсвита, возраст которой, по данным выделившего ее В. И. Попова (1958), — верхний олигоцен — нижний миоцен.

НЕОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Средний — верхний миоцен (андассайская свита)¹ — N²⁻³₁

Средне- и верхнемиоценовые отложения выполняют долину широтного простирания, расположенную к северу от верхнеолигоценовой. Эта долина прослежена нами от р. Карчингалы на востоке до меридиана юз. Жайляукуль на западе, т. е. примерно на расстоянии 200 км. Ширина ее в районе лога Кеншагыр около 15 км, к востоку от лога Коктал — 10—12 км, к северо-востоку от сора Буралкенынтуз — около 30 км.

В районе логов Андассай и Кеншагыр породы андассайской свиты частично перекрыты более молодыми отложениями, а западнее (вплоть до сора Буралкенынтуз) непосредственно выходят на дневную поверхность, не давая, однако, обнажений. К юго-востоку от сухого русла Карчингалы они, входя в область Чуйской впадины, погружаются на большую глубину.

В составе миоценовых аллювиальных отложений, залегающих с резким размывом на меловых и палеозойских породах, принимают участие желтые галечники с песчаным заполнителем, зеленовато-желтые пылеватые гравийные косослоистые пески с линзами или причудливой формы включениями светло-серого известковистого песчаника, желтые песчаники и конгломераты, синевато-серые и темно-коричневые глины. Все разности пород в той или иной степени загипсованы и сильно известковисты. В наиболее полных разрезах в андассайской свите четко прослеживаются два горизонта: песчано-галечниковый с прослоями глин внизу и глинистый сверху. В галечниках и песках основания свиты и в покрывающих их глинах содержится одна и та же фауна; следовательно они одного

¹ Название свиты дано К. В. Никифоровой по логу Андассай, в котором отложения этого возраста развиты наиболее полно.

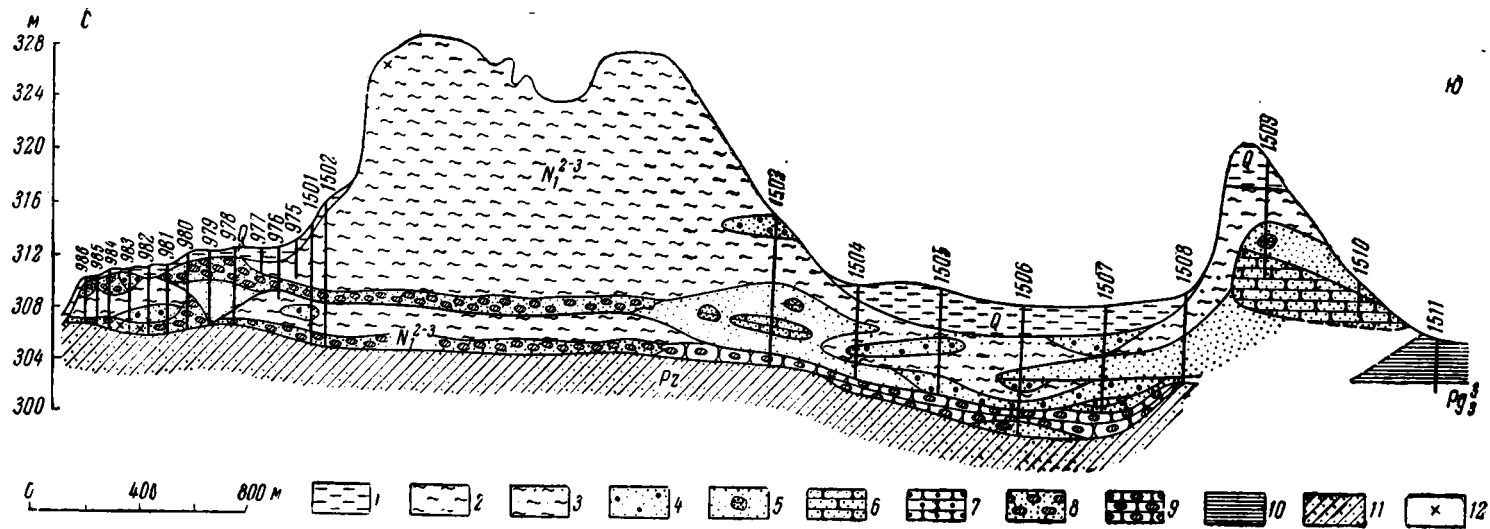
возраста. Пески и галечники основания и покрывающие их глины тесно связаны между собой пространственно. Там, где на поверхность выходят эти глины, в их основании горными выработками почти всегда обнаруживается песчано-галечниковый горизонт. Таким образом, есть все основания считать, что нижний песчано-галечный горизонт представлен русловой, а покрывающий его глинистый — пойменной фацией миоценовой аллювиальной свиты. Нижний горизонт в большинстве случаев состоит из двух слоев: песчано-галечникового в основании и песчано-гравийного с линзами глин, в верхней части. Вероятно, песчаные галечники являются стречневой, гравийные пески — боковой (побочевой) субфациями, а глины — старичной фацией миоценовой Пра-Чу. Последняя фация могла возникать также в боковых протоках и заводях. Наложение одной фации на другую естественно связать с боковым смещением русла в ходе накопления толщи.

В составе галечников андассайской свиты, так же как и в составе галечников асказансорской свиты, резко преобладают гальки кислых эффузивов и песчаников, составляющих в сумме около 80%, галек остальных пород (кварцитов, кремнистых сланцев и яшм, кварца, гранита и бирбрита) — 20%. Степень окатанности галек описываемой свиты мала и аналогична степени окатанности их в асказансорской свите. Здесь тоже преобладают гальки IV и V классов окатанности, сумма которых составляет 80—90%. Содержание хорошо окатанных галек не превышает 4,7%, а галек средней окатанности — 18,3%. По форме резко преобладают угловатые гальки. Среднее содержание валунно-галечной фракции не превышает 30%; половина галек из этого количества имеет размер от 0,8 до 1,6 см. Таким образом, и содержание валунно-галечной фракции и размер галек в осадках андассайской свиты меньше, чем в отложениях асказансорской свиты. Галечники, местами сцементированные в конгломерат с железисто-известковистым цементом, включены в желтый или зеленовато-желтый кварцевый слюдистый песок. Они несколько хуже отсортированы и отмыты, чем галечники асказансорской свиты. Среди общей не выветрелой массы галек встречаются отдельные экземпляры их, затронутые выветриванием.

Пески андассайской свиты — кварцевые, слюдистые, загипсованные, желтого, желтовато-серого или зеленовато-желтого цвета, с гравием, либо без него, местами содержат линзы, прослои или включения причудливой формы серого и светло-серого кварцевого известковистого песчаника. По простиранию описанные пески замещаются синевато-серыми и темно-коричневыми карбонатными загипсованными глинами.

Шлихи из пород описываемой аллювиальной свиты состоят в основном из ильменита, гематита, граната, эпидота и магнетит-мартита, сумма которых равна 92—95%, т. е. они, так же как и породы асказансорской свиты, характеризуются ильменитовой с гранатом и эпидотом минералогической ассоциацией. Сумма минералов — хромита, лимонита, пироксена, амфибола, циркона, барита, сфена, ставролита, актинолита, рутила, лейкоксена, апатита, турмалина, серпентина, ангидрита и пирита — составляет всего 5—8%. Единичными и редкими зернами встречаются шпинель, корунд, анатаз, монацит, силлиманит, андалузит, кианит, платина, осмистый иридий и золото. Все минералы окатаны слабо, а такие, как рутил, турмалин, циркон и гранат встречаются в виде идиоморфных кристаллов (призм и ромбододекаэдров). Выход шлиха из галечников андассайской свиты миоцена варьирует от 2,1 до 3,6 кг/м³, а из песков с гравием — от 0,6 до 1,5 кг/м³. Выход шлиха из глин не превышает 0,1 кг/м³.

В устьевой части лога Андассай (линия горных выработок XVI) андассайская аллювиальная свита имеет следующее строение (фиг. 16). В основании ее на размытой поверхности пород палеозоя прослеживается



Фиг. 16. Строение асказансорской свиты миоцена в устье лога Андассай (разрез по линии горных выработок XVI).
 1 — суглинки, пески четвертичные. Миоценовые отложения: 2 — глины; 3 — глины песчаные; 4 — линзы гравийных песков; 5 — пески, местами с глыбами песчаника; 6 — песчаники; 7 — линзы гравелитов; 8 — галечники; 9 — конгломераты; 10 — отложения верхнего олигоцена; 11 — отложения палеозой; 12 — места находок фауны млекопитающих; 1509 — номера шурфов

галечниковый слой небольшой мощности (1—2 м); среднее содержание валунно-галечной фракции в нем равно 24,9%, а песчано-гравийной—44% (табл. 9), т. е., по сути дела, слой образован галечными песками. Преобладающий размер галек 0,8—1,6 см. Петрографический состав галечников не отличается разнообразием. Они в основном состоят из галек кислых

Таблица 9

Средний гранулометрический состав гравийно-галечных отложений андассайской свиты миоцена (в %)

| № линии горных выработок | Количество проб, из которых выведен средний процент | Размер фракций в мм | | | | |
|--------------------------|---|---------------------|----------------|--------------|---------------|-------------------------|
| | | > 100 (валуны) | 100—8 (галыки) | 8—2 (гравий) | 2—0,2 (пески) | < 0,2 (алеуриты, глины) |
| XVI | 10 | 1,2 | 23,7 | 19,6 | 24,4 | 31,1 |
| XXVIII | 15 | 0,7 | 29,2 | 26,7 | 27,6 | 15,8 |
| XLI | 3 | 1,0 | 24,6 | 30,7 | 16,6 | 27,1 |
| XXVII | 5 | 1,3 | 28,16 | 30,78 | 23,78 | 15,98 |

эффузивов и песчаников, сумма которых равна 81,4%. Далее в порядке убывания следуют галыки кварцитов (11,4%), кремнистых сланцев и яшм (5,6%), кварца (1,2%) и гранита (0,4%). Окатанность галек слабая и плохая (последняя преобладает). Так, содержание галек V класса окатанности — 64,4% (табл. 10); хорошо окатанные галыки встречаются редко. Галечники включены в желтый или зеленовато-желтый кварцевый слюдистый загипсованный песок. В южной части разреза галечники сцементированы в крепкий конгломерат с известковистым цементом.

Таблица 10

Средний петрографический состав и окатанность галечников андассайской свиты

| № линии горных выработок | Количество проб, из которых выведен средний процент | Содержание пород в % | | | | | | | | Окатанность по классам в % | | | | |
|--------------------------|---|----------------------|--------------------------|-----------------|-------|-----------|--------|----------|--------|----------------------------|-----|------|------|------|
| | | кварцит | кремнистые сланцы и яшмы | кислые эффузивы | кварц | песчаники | гранит | сирбарит | прочие | I | II | III | IV | V |
| XVI | 7 | 11,4 | 5,6 | 55,9 | 1,2 | 25,5 | 0,4 | — | — | 0,3 | 0,9 | 3,0 | 31,2 | 64,6 |
| XXVIII | 10 | 10,4 | 7,4 | 43,7 | 1,5 | 34,8 | 0,7 | 0,7 | 0,8 | 0,9 | 2,9 | 18,3 | 51,4 | 26,5 |
| XLI | 3 | 7,4 | 4,0 | 41,9 | 2,6 | 41,2 | 1,8 | 0,7 | 0,4 | 0,8 | 4,7 | 16,6 | 59,9 | 18,0 |
| XXVII | 3 | 13,0 | 9,1 | 57,5 | 2,2 | 18,1 | 0,1 | — | — | 0,3 | 1,1 | 7,3 | 43,8 | 47,5 |

Тяжелая фракция песка состоит преимущественно из гематита (53%), ильменита (23,5%), магнетит-мартита (8%), граната (6%) и эпидота (6%), образующих ильменитовую с гранатом и эпидотом минералогическую ассоциацию. Кроме них обнаружены рутил, циркон, сфен, пироксен, амфибол, ставролит, барит, редкие и единичные зерна турмалина, хромита, шпинели, осмистого иридия, апатита, анатаза и кианита. Средний выход шликера из галечных песков — 3,6 кг/м³.

Конгломераты и галечники основания покрыты песками, гравийными песками, песчаниками и глинами, сменяющимися по простиранию. В северной части миоценовой долины песчано-глинистые породы покрыты галечными песками мощностью 1—2 м, переходящими в южном направлении в пески с глыбовидными включениями песчаников. Галечники верхней части разреза по петрографическому составу галек и их окатанности не отличаются от галечников нижнего слоя.

Глины, наблюдающиеся в этом слое, — вязкие, жирные, сильно загипсованные, иногда с железистыми пятнами и с характерной синевато-серой окраской. Как уже указывалось, по простиранию они сменяются желтыми или зеленовато-желтыми кварцевыми песками. От песков нижнего слоя они отличаются тем, что выход шлиха из них составляет от 0,3 до 0,8 кг/м³, т. е. значительно меньше, чем из галечных песков нижнего слоя. Выход шлиха из глин — 0,1 кг/м³. Минералогический состав песков и глин в качественном отношении не отличается от минералогического состава галечных песков нижнего слоя. Общая мощность русловой фации аллювия 5—8 м.

Покровный горизонт представлен описанными выше синевато-серыми глинами, которые тяготеют к основанию горизонта; выше они сменяются темно-коричневыми, сильно загипсованными глинами с известковистыми включениями, представленными мергелями и розовыми известняками. Мощность глин пойменной фации в приведенном разрезе равна 18 м, т. е. в 2 с лишним раза превышает максимальную мощность руслового аллювия.

Гранулометрический состав глин приведен в табл. 11, из рассмотрения которой видно, что содержание фракции <0,01 мм увеличивается снизу вверх — от 75,12% (подошва горизонта) до 86,5% (кровля горизонта).

Таблица 11

Гранулометрический состав (в %) глин андассайской свиты из устья лога Андассай (северная часть линии горных выработок XVI)

| № образца | Размер фракций в мм | | | | |
|-----------|---------------------|----------|----------|------------|--------|
| | >0,1 | 0,1—0,05 | 0,5—0,01 | 0,01—0,001 | <0,001 |
| 34 | 0,11 | 2,92 | 21,85 | 75,12 | |
| 77/52 | 1,3 | 0,4 | 12,4 | 29,3 | 56,6 |
| 80/52 | 0,7 | 1,8 | 11,0 | 28,6 | 57,9 |

Химический анализ глин из кровли обнажения показал отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 3,67$, а содержание $\text{K}_2\text{O} = 3,38\%$, что указывает на их гидрослюдистую природу.

Химический состав глин андассайской свиты (обр. 80/52) следующий (в %):

| | | | |
|-----------------------------------|-------|----------------------------------|--------|
| SiO_2 | 47,0 | K_2O | 3,38 |
| TiO_2 | 0,48 | H_2O^+ | 6,98 |
| Al_2O_3 | 21,79 | H_2O^- | 4,87 |
| Fe_2O_3 | 7,44 | CO_2 | Нет |
| FeO | 1,31 | C | 0,66 |
| CaO | 0,68 | Органическое вещество | 0,47 |
| MgO | 4,62 | | |
| Na_2O | 0,40 | Сумма | 100,08 |

Кроме того, из указанных образцов отмучиванием была выделена тонкая глинистая фракция, подвергавшаяся различным анализам. На основании оптических показателей ($\text{Ng}' = 1,580$, $\text{Np}' = 1,555$; $\text{Ng} - \text{Np} = 0,025$) можно считать, что глины имеют гидрослюдистый состав. В результате окрашивания глинистой фракции органическими красителями получены цвета, также характерные для гидрослюд. Кривые нагревания —

Гранулометрический состав глин андассайской свиты (в %)

| № образца | Высота взятия образца от подошвы в м | Размер фракций в мм по весу | | | | |
|-----------|--------------------------------------|-----------------------------|----------|-----------|------------|--------|
| | | 0,2—0,1 | 0,1—0,05 | 0,05—0,01 | 0,01—0,005 | <0,005 |
| 23 | 3 | 6,9 | 6,8 | 39,1 | 11,4 | 35,8 |
| 24 | 6 | 10,9 | 13,8 | 14,2 | 6,2 | 54,9 |
| 25 | 9 | 14,5 | 12,0 | 29,6 | 12,2 | 31,7 |
| 26 | 12 | 9,3 | 16,5 | 37,1 | 5,0 | 32,1 |
| 27 | 15 | 11,4 | 15,5 | 35,3 | 15,6 | 22,2 |
| 28 | 18 | 8,7 | 11,2 | 30,9 | 5,9 | 43,3 |
| 29 | 21 | 8,1 | 15,6 | 31,5 | 10,7 | 34,1 |
| 30 | 24 | 6,2 | 6,6 | 16,1 | 15,9 | 55,2 |

сглаженные, со слабо выраженными эндотермическими эффектами при 145—155°, 580—590° и 855—865°, свойственные гидрослюдам.

В 2 км к востоку от северного конца линии горных выработок XVI условная фация андассайской свиты не была вскрыта. Глины пойменной

Таблица 13

Химический состав (%) глин андассайской свиты (по данным Н. Н. Костенко за 1950 г.)

| № образца | Высота взятия образца от подошвы в м | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | TiO ₂ | CaO | MgO | MnO | SO ₃ | K ₂ O | Na ₂ O | H ₂ O | Потери при прокаливании | Сумма |
|-----------|--------------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------------------|-------|------|------|-----------------|------------------|-------------------|------------------|-------------------------|-------|
| 23 | 3 | 42,86 | 14,0 | 6,92 | 0,21 | 0,70 | 11,50 | 2,70 | 0,09 | 0,25 | 2,23 | 1,50 | 2,10 | 14,92 | 99,98 |
| 26 | 12 | 40,40 | 11,56 | 3,58 | 1,01 | 0,55 | 15,90 | 2,54 | 0,12 | 0,18 | 1,86 | 1,20 | 1,84 | 18,64 | 99,28 |
| 29 | 21 | 42,96 | 15,43 | 5,52 | 0,20 | 0,58 | 11,20 | 3,30 | 0,12 | 0,16 | 2,60 | 1,17 | 2,02 | 14,38 | 99,64 |

Таблица 14

Гранулометрический состав (в %) глин андассайской свиты с южного склона останца Тортуль (лог Кеншагыр,) (по данным Н. Н. Костенко за 1950 г.)

| № образца | Размер фракций в мм | | | | |
|---------------------------------|---------------------|----------|-----------|------------|--------|
| | <0,2 — >0,1 | 0,1—0,05 | 0,05—0,01 | 0,01—0,005 | <0,005 |
| 55 (основание обнажения) | 5,4 | 7,2 | 41,9 | 20,1 | 25,4 |
| 56 (верхняя часть обнажения) | 6,1 | 6,8 | 40,6 | 10,2 | 36,3 |

фации — алевритистые, мощность их 24 м. Содержание алевритовой фракции в них колеблется от 28 до 53,6%, а глинистой — от 37,1 до 71,4% (табл. 12). В раннее описанном разрезе выход глинистой фракции не ниже 75,12%.

Химический состав глин андассайской свиты с южного склона останца Торткуль (лог Кеншагыр, обр. 55) следующий (в %):

| | | | |
|--|-------|-----------------------------------|-------|
| SiO ₂ | 46,36 | MnO | 0,11 |
| Al ₂ O ₃ | 16,46 | SO ₂ | 0,10 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,07 | K ₂ O | 2,31 |
| FeO | 0,12 | Na ₂ O | 1,06 |
| TiO ₂ | 0,66 | H ₂ O | 2,52 |
| CaO | 8,85 | Потеря при прокаливании | 11,80 |
| MgO | 3,24 | | |
| | | Сумма | 99,66 |

Некоторые отличия в гранулометрическом составе глин описываемой свиты наблюдаются в 2 км к востоку от останца Торткуль. Здесь содержание глинистой фракции (<0,01 мм) значительно выше: от 84,71 до 94,98% табл. 15).

Таблица 15

Гранулометрический состав глин андассайской свиты в 2 км к востоку от останца Торткуль (в %)

| № образца | Размер фракций в мм | | | | Карбонатность в % |
|-----------|---------------------|----------|-----------|--------|-------------------|
| | 0,25—0,1 | 0,1—0,05 | 0,05—0,01 | <0,001 | |
| 28а | 0,07 | 0,19 | 4,76 | 94,98 | 14,7 |
| 158/3 | 0,13 | 2,74 | 12,42 | 84,71 | 23,5 |

Хорошие обнажения покровного горизонта андассайской свиты имеются на склонах столового останца Торткуль, расположенного в логу Кеншагыр. Здесь под отложениями более молодого возраста залегают те же темно-коричневые, загипсованные алевритистые глины с известковистыми включениями и примазками окислов марганца. По гранулометрическому и химическому составу они в общем аналогичны глинам, обнажающимся в 2 км к востоку от северного конца линии горных выработок XVI. Гранулометрический состав этих глин приводится в табл. 14.

Приводим химический состав (в %) глин андассайской свиты (обр. 28а):

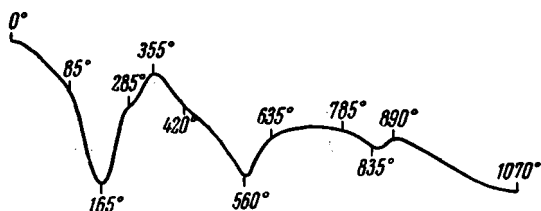
| | | | |
|--|-------|---|-------|
| SiO ₂ | 46,30 | K ₂ O | 1,40 |
| Al ₂ O ₃ | 20,69 | H ₂ O ⁺ | 8,68 |
| Fe ₂ O ₃ | 7,91 | H ₂ O ⁻ | 6,10 |
| FeO | 0,62 | CO ₂ | Нет |
| TiO ₂ | 0,71 | C | Нет |
| CaO | 0,56 | Органическое вещество | Нет |
| MgO | 4,53 | | |
| Na ₂ O | 2,11 | Сумма | 99,61 |

Результаты измерений показателей преломления в образцах 28а и 158/3 следующие:

| | |
|-----------------|-----------------|
| Обр. 28а | Обр. 158/3 |
| Ng' = 1,546 | Ng' = 1,572 |
| Np' = 1,536 | Np' = 1,559 |
| Ng — Np = 0,010 | Ng — Np = 0,013 |

Приведенные оптические данные свидетельствуют о гидрослюдистой природе глин. Для кривой нагревания глинистой фракции обр. 28а характерны резко выраженные эндотермические эффекты при 165°, 560° и 835° (фиг. 17). По своему характеру она близка к кривым нагревания глин монтмориллонитового состава. Таким образом, состав глин, по-видимому, гидрослюдисто-монтмориллонитовый.

Южнее и юго-восточнее останца Торткуль, т. е. в области Чуйской впадины, обнажения андассайской свиты отсутствуют. Последняя, вероятно, залегает здесь на значительной глубине от дневной поверхности. Скважиной 10/1952, расположенной близ с. Гуляевки, вскрыты отложения.



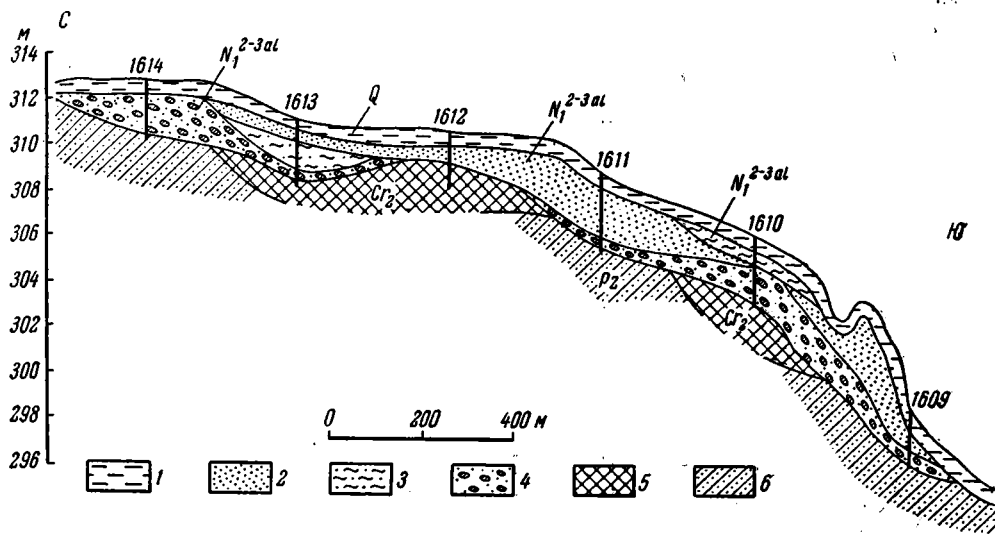
Фиг. 17. Кривая нагревания глинистой фракции (< 0,001 мм) глин андассайской свиты из обнажения, расположенного в 2 км восточнее столового останца Торткуль (обр. 28а)

очень сходные с описываемыми. Это переслаивающиеся желтые и серые, хорошо отмытые и отсортированные кварцевые пески, гравий, мелкие галечники и ярко-желтые гравийные глины, общей неполной мощностью 30,8 м. Кровля этого горизонта, являющегося, скорее всего, русловой фацией миоценового аллювия, лежит на глубине 138 м от поверхности. Песчано-гравийные отложения покрыты желтыми, местами гравийными глинами, представляющими пойменную фацию. О мощности глин этой фации судить трудно, так как они мало отличимы (в результате просмотра зерна) от лежащих выше глин более молодой свиты, имеющей верхнеплиоценовый возраст.

На расстоянии 18 км от устья лога Андассай в западном направлении (ниже по течению верхнемиоценовой Пра-Чу) осадки андассайской свиты вскрыты горными выработками линии XXIX/XII и далее, до лога Коктал — линиями горных выработок XXVIII, XLI, XIII/IX и XXI/I. В районе линии горных выработок XXIX/XII андассайская свита имеет небольшую мощность (1—2 м) и состоит из двух слоев — галечникового внизу и песчаного с прослоями песчаных глин сверху (фиг. 18). По составу, степени окатанности галек и минералогической характеристике эти галечники не отличаются от таковых в устьевой части лога Андассай. Некоторые изменения наблюдаются западнее описанного отрезка, в районе линий горных выработок XXVIII и XLI. Так, к югу от солончака Касым (линия горных выработок XXVIII) миоценовая Пра-Чу разбивалась на три ясно выраженных рукава, расположенных сейчас на разных уровнях (фиг. 19). Для галечников, выполняющих рукава, характерна несколько лучшая окатанность галек по сравнению с галечниками описанного выше отрезка долины. Содержание галек средней окатанности в потоках равно 18,3%, тогда как в лежащем выше отрезке — только 3,0%. Кроме того, содержание галек из кислых эффузивов здесь ниже, а галек из песчаников выше, чем в более восточной части. Одной из характерных особенностей строения андассайской свиты этой части долины является тесная взаимосвязь отложений галечников, песков, и глин; последние аналогич-

ны глинам пойменной фации устьевой части лога Андассай. Это лишний раз убеждает нас в том, что пойменный генезис описанных выше глин в устье лога Андассай наиболее вероятен.

По-видимому, галечники являются стрержневой фацией, пески — боковой, а линзовидные прослои глин среди них — или старичной, или отложениями, возникшими в заиливавшихся боковых протоках и заводях. Глины, залегающие между рукавами верхнемиоценовой Пра-Чу, скорее всего,

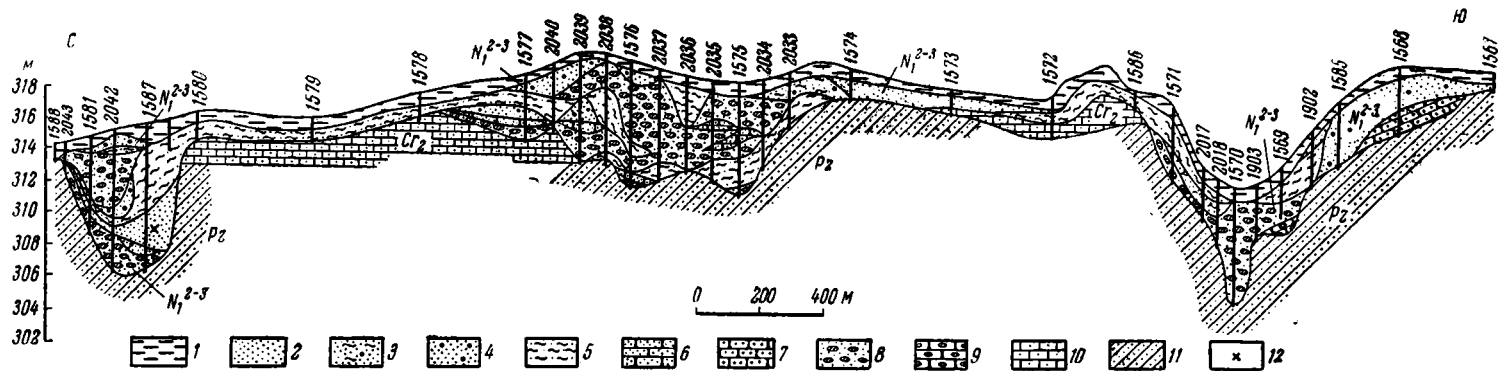


Фиг. 18. Строение андассайской свиты миоцена в 18 км к западу от лога Андассай (разрез по линии горных выработок ХХІХ/ХІІ).

1 — суглинки четвертичные, нерасчлененные. Миоценовые отложения: 2 — пески; 3 — лизы песчаных глин; 4 — галечники; 5 — отложения верхнего мела; 6 — отложения палеоцена; 1613 — номера шурфов

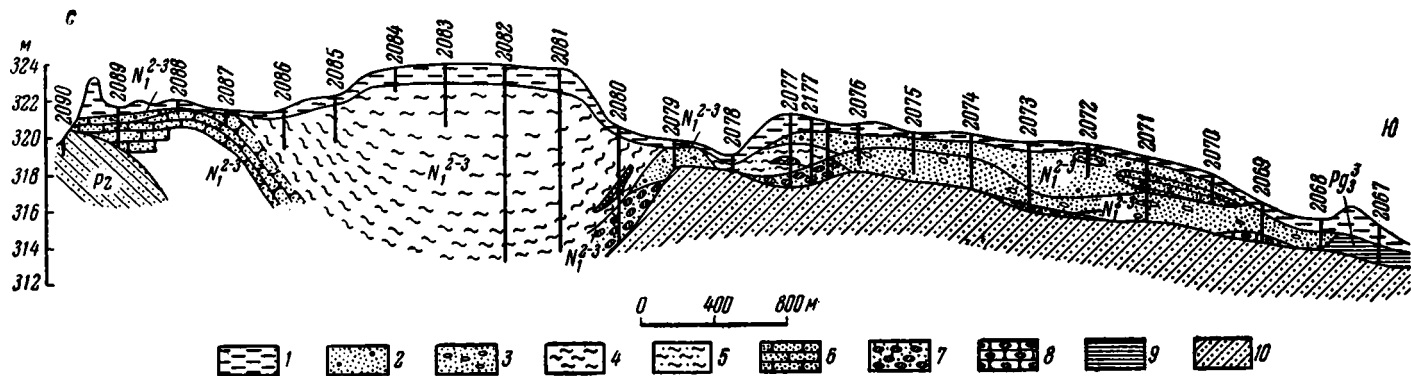
представляют аналоги пойменной фации. Во время половодья они, вероятно, соединялись между собой, течение на пространстве между ними сильно замедлялось, сопровождаясь осаждением глин или глинистых песков, которые сохранились и до наших дней. Мощность их невелика (около 1 м), что, возможно, объясняется последующим размывом; в рукавах она достигает 8 м (см. рис. 19). Средний выход валунно-галечной фракции из галечников — 29,9% (средние данные по 15 пробам), а песчано-гравийной — 54,3%, т. е. несколько больше, чем в устье лога Андассай, в то время как средний выход шлиха из галечников равен 2,2 кг/м³, т. е. почти в 1,7 раза меньше. Осадки по-прежнему характеризуются ильменитовой с гранатом и эпидотом минералогической ассоциацией и комплексом сопутствующих минералов: гематита, магнетит-мартита, лимонита, рутила, циркона, турмалина, хромита, шпинели, пироксена, амфибола, барита, сфена, лейкоксена, ставролита, дистена, апатита, монацита и анатаза. Осмистый придий, встречающийся редкими знаками в устье лога Андассай, здесь не обнаружен.

В трех километрах западнее этого пункта (в районе линии горных выработок ХЛІ) в осадках андассайской аллювиальной свиты прослеживаются глины пойменной фации, неполной мощностью выше 19 м. Максимальная мощность русловой фации не превышает 6 м, т. е. в 3 с лишним раза меньше. Как видно из фиг. 20, русловая фация состоит из двух слоев — песчано-галечного внизу (стрержневая субфация) и песчаного сверху (боковая субфация). Галечники нижнего слоя представлены гальками тех же пород и примерно в таких же процентных соотношениях, как и по данным гор-



Фиг. 19. Строение андассайской свиты миоцена в 25 км к северо-западу от лога Андассай (разрез по линии горных выработок XXVIIII).

1 — суглинки четвертичные, нерасчлененные. Миоценовые отложения: 2 — пески глинистые, гравийные; 3 — пески гравийные; 4 — глины песчанистые; 5 — глины песчанистые; 6 — линзы песчаников; 7 — гравелиты; 8 — галечники; 9 — конгломераты; 10 — отложения верхнего мела; 11 — отложения палеозоя; 12 — места находок фауны млекопитающих; 1579, — номера шурфов



Фиг. 20. Строение андассайской свиты миоцена в 10 км к востоку от лога Коктал (разрез по линии горных выработок XLI).

1 — четвертичные отложения, нерасчлененные. Миоценовые отложения: 2 — пески гравийные; 3 — пески галечные; 4 — глины с линзами гравелитов; 5 — глины песчанистые; 6 — песчаники; 7 — галечники; 8 — конгломераты; 9 — верхнеолигоценовые отложения; 10 — палеозойские отложения; 2067 — номера шурфов

ных выработок линии XXVIII (см. табл. 19). По окатанности они также почти не отличаются от галечников этой линии. Средний выход шлиха из них — 2,1 кг/м³, а из гравийных песков верхнего слоя — 0,6 кг/м³. Они по-прежнему характеризуются ильменитовой с гранатом и эпидотом минералогической ассоциацией и тем же комплексом сопутствующих минералов, кроме пироксена и амфибола. В районе линии XXVIII пироксен и амфибол встречаются редкими знаками.

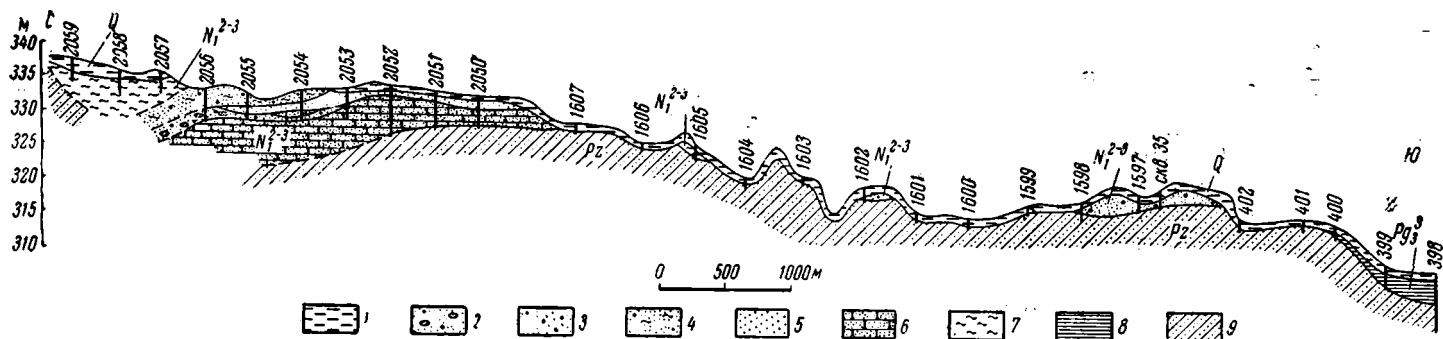
Верхний песчаный слой представлен желтыми гравийными, местами глинистыми кварцевыми песками с линзами известковистых песчаников и серовато-сиреневых песчанистых глин. Последние, возможно, являются старичной фацией или осадками, образовавшимися вследствие заиления русловых отмелей и боковых протоков реки.

Следует заметить, что отмеченные особенности строения андассайской свиты в районе линий горных выработок XXVIII и XLI (залегание осадков в трех рукавах, значительная мощность пойменного горизонта) очевидно обусловлены тектоническими опусканиями этого участка во время возникновения миоценового аллювия.

Еще в пяти километрах западнее (линия горных выработок XIII/IX) осадки андассайской свиты уменьшаются в мощности, а в строении их наряду с гравийными песками большую роль играют серые и желтые известковистые песчаники мощностью 7—8 м (фиг. 21). Пойменный горизонт сохранился только в самой северной части долины. Мощность его осталась невыясненной, но, по-видимому, не превышает 5 м, а общая мощность осадков андассайской свиты вряд ли будет более 10—12 м.

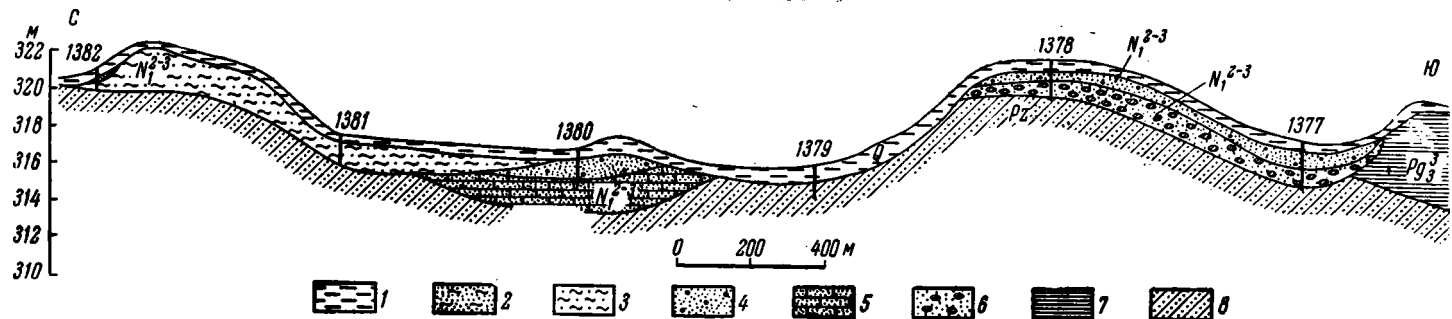
По левобережью лога Коктал (в 7 км к западу от описанной линии горных выработок XIII/IX) русловая фация миоценового аллювия состоит из двух слоев — галечного (стрежневая субфация) и песчаного (боковая субфация). Последний в северной части покрыт темно-коричневыми песчанистыми загипсованными глинами, переходящими на образования палеозоя (фиг. 22). Глины представляют собой пойменную фацию. Мощность пород свиты в этой части долины незначительна — 2—3 м. Галечники стрежневой субфации по составу и степени окатанности идентичны галечникам, вскрытым горными выработками линий XXIX/XII и XVI. Средний выход шлиха из них — 2,5 кг/м³; шлихи характеризуются ильменитовой с гранатом и эпидотом минералогической ассоциацией, но ряд минералов, присутствующих к востоку отсюда, выпадает (хромит, анатаз, монацит).

К западу от лога Коктал породы андассайской свиты сильно размыты, и о характере их мы можем судить только по данным горных выработок, расположенных на расстоянии 35 км от него (линия горных выработок XXVII в 8 км западнее лога Безымянного). В этом районе андассайская свита образована галечниками внизу (стрежневая субфация) и песками вверху (боковая субфация). Нижний галечниковый слой, мощностью 1—3 м, представлен буровато-желтыми галечниками, состоящими из галек кислых эффузивов (57,5%), песчаников (18,1%), кварцитов (13,0%) и кремнистых сланцев с яшмами (9,1%), составляющих в сумме 97,7%. Далее следуют кварц (2,2%) и гранит (0,1%). Окатанность их слабая и плохая: количество галек IV и V классов составляет 91,3%, а окатанных галек — немногим более 1%. Средний выход валунно-галечной фракции — 29,46%. Галечники загипсованы, омарганцованы, содержат линзы бурых конгломератов и коричневых и зеленовато-желтых загипсованных глин, являющихся либо старичной фацией, либо отложениями заилившихся боксвых протоков и заводей. Лежащий выше слой, мощностью 2,0—2,5 м, состоит из буровато-желтых кварцевых загипсованных песков с гравием и небольшим количеством гальки, сменяющихся в северном направлении сильно загипсованными песками, такого же цвета, без гравия и гальки.



Фиг. 21. Строение андассайской свиты миоцена в 7 км к востоку от лога Коктал (разрез по линии горных выработок XIII/IX).

1 — суглинки четвертичные нерасчлененные, Миоценовые отложения: 2 — пески гравийные с галькой; 3 — пески гравийные; 4 — пески гравийные, глинистые; 5 — пески; 6 — песчаники; 7 — глины; 8 — отложения асказансорской свиты верхнего олигоцена; P₂ — палеозойские отложения; 398 — номера шурфов



Фиг. 22. Строение андассайской свиты миоцена по левобережью лога Коктал (разрез по линии горных выработок XXI).

1 — суглинки четвертичные, нерасчлененные. Миоценовые отложения: 2 — пески глинистые; 3 — глины песчаные; 4 — пески гравийные; 5 — песчаники; 6 — галечники; 7 — отложения асказансорской свиты верхнего олигоцена; 8 — палеозойские отложения; 1378 — номера шурфов

Общая максимальная мощность осадков русловой фации составляет 6 м (фиг. 23).

Преобладающими минералами в тяжелой фракции являются по-прежнему ильменит, гранат и эпидот, образующие ильменитовую с гранатом и эпидотом минералогическую ассоциацию. Из других минералов обнаружены гематит, магнетит-мартит, лимонит, рутил, циркон, турмалин, хромит, шпинель, амфибол, барит, сфен, ставролит, дистен, апатит, монацит и анатаз. Средний выход шлиха из галечников — 2,5 кг/м³, а выход шлиха из песков с гравием и галькой изменяется от 1 до 1,5 кг/м³.

На меридиане оз. Сарычиганақ (линия горных выработок XXIII) андассайская свита образована преимущественно буровато-желтыми загипсованными гравийными песками с редкой галькой, мощностью от 2 до 5 м. В песках встречаются линзы гравия и гравелитов, мощностью до 0,4 м. В северной части долины пески подстилаются серыми мелкогалечными конгломератами с песчано-гипсовым цементом, неполной мощностью 1,2 м.

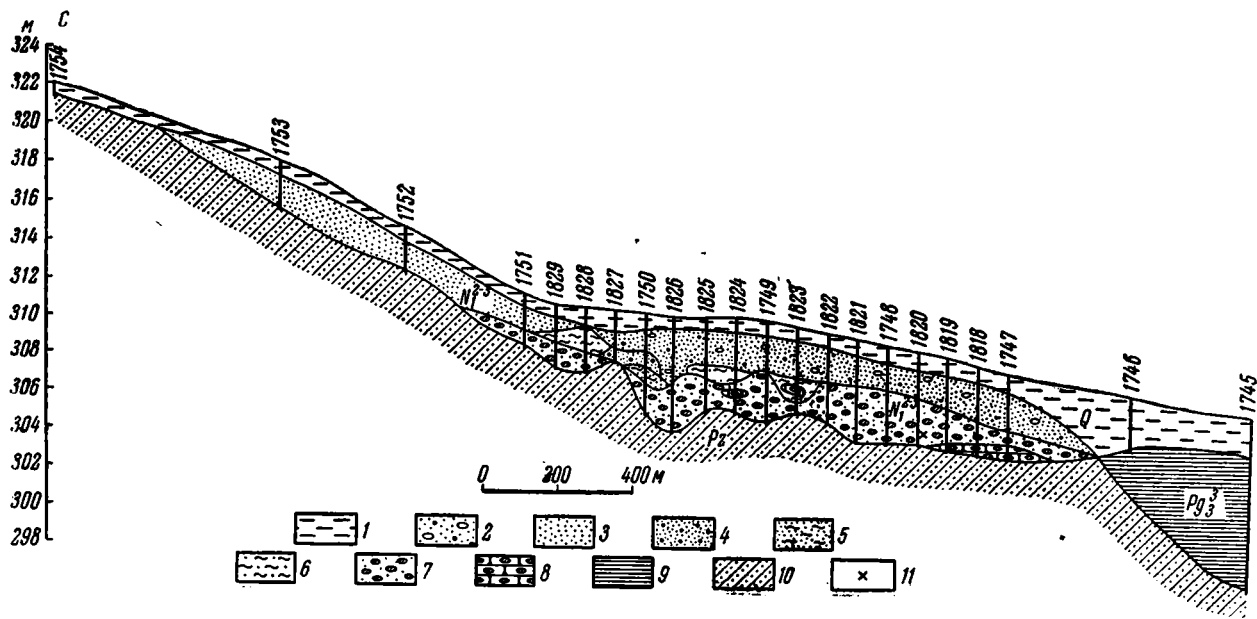
В 18,5 км западнее (линия горных выработок XLIV/XLVIII) миоценовые отложения развиты чрезвычайно широко. К северу от горы Андагул они выполняют ясно выраженное понижение в породах палеозоя. По составу это главным образом буровато-желтые гравийные пески с галькой, мощность которых в краевых частях понижения не превышает 1,8—2,3 м. В центральной части долины мощность отложений осталась невыясненной. В южной части (близ горы Андагул) на русловом аллювии залегают красно-бурые глины пойменной фации мощностью 1,8 м. Максимальная вскрытая мощность свиты на описываемом участке (шурф 2524) — 5,5 м. Южнее горы Андагул андассайская свита представлена теми же гравийными песками с линзами глин, неполной мощностью 5,0 м. Характерно, что подошва андассайской свиты находится здесь на 32 м ниже, чем близ горы Андагул, что мы объясняем постмиоценовыми тектоническими движениями.

Шлихи из гравийных песков к северу от горы Андагул состоят преимущественно из гематита (54%), граната (13%), ильменита (12%) и эпидота (9%), сумма которых равна 88%. Из других минералов встречаются магнетит-мартит, лимонит, барит, циркон, сфен, рутил, турмалин, апатит, лейкоксен, ставролит, кианит, силлиманит и ангидрит. Средний выход шлиха незначителен — 0,3 кг/м³.

Последним пунктом, где имеются отложения андассайской свиты, является северо-восточная окраина сора Буралкенынтуз. Это желтые и коричнево-загипсованные карбонатные глины, вскрытая мощность которых равна 4 м. В северном направлении они уходят за пределы исследованной территории.

О характере отложений андассайской свиты севернее и западнее сора Буралкенынтуз нам ничего не известно. Они не выделены ни Н. Г. Шубиной, ни К. В. Никифоровой, изучающими этот район, из-за отсутствия естественных обнажений, что сильно затрудняет (или даже делает невозможным) отделение их от сходных верхнеолигоценых пород. Вполне вероятно, что на геологической карте, составленной К. В. Никифоровой в 1955 г., они объединены с верхним олигоценом. В дальнейшем, при более детальных работах (с обязательным применением горных выработок), они могут быть выявлены.

В описанных отложениях К. В. Никифоровой и мною была собрана фауна, переданная Е. И. Беляевой, которая определила отсюда обломки зубов мастодонта (из группы бугорчатоzubых), зубы и кости *Artiodactyla*, щитки черепах, что, по ее мнению, указывает на неогеновый возраст отложений. Часть собранной фауны была передана мною в 1952 г. В. С. Бажанову, который в одном из образцов определил скол петли зуба мастодонта, близкого к *Mastodon atavus* Vog., известного из нижнего миоцена, а в другом —



Фиг. 23. Стрoение андассайской свиты миоцена в 8 км к западу от лога Безымянного (разрез по линии горных выработок XXVII).

1 — суглинки четвертичные, нерасчлененные. Миоценовые отложения: 2 — пески гравийные с галькой; 3 — пески; 4 — линзы гравийных песков; 5 — линзы глинистых песков; 6 — глины песчаные; 7 — галчнички; 8 — конгломераты; 9 — отложения асказансорской свиты верхнего олигоцена; 10 — палеозойские отложения; 11 — места находок фауны млекопитающих; 1746 — номера шурфов

нижний второй коренной зуб полорогого (из сем. Bovidae). Сходные формы, вместе с тем наиболее древние из этой группы, — указывал В. С. Бажанов, — известны из нижнего (среднего) миоцена Монголии — слоев Лу.

Исходя из этого заключения, я и признал тогда возраст андассайской свиты как ниже- и среднемиоценовый (Елисеев, 1958), указав, однако, что этот вывод не является окончательным, так как количество находок фауны невелико и сохранность ее не очень хорошая. В то же время мною было обращено внимание на то, что К. В. Никифорова (1957), основываясь на сходстве отложений андассайской и жиландинской свиты Тургая, пришла к выводу о средне- и верхнемиоценовом возрасте первой.

В 1959 г. фауна из андассайской свиты была еще раз пересмотрена В. С. Бажановым. В результате вторичного просмотра он пришел к выводу, что эти остатки тяготеют к известной гиппарионовой фауне из павлодарской свиты и принадлежат *Mastodon* sp. (*atavus?*) и роду *Tragocerus* (из группы антилоп). Возраст гиппарионовой фауны, по данным исследователей, до недавнего времени считался верхнемиоценово-нижнеплиоценовым. В частности И. И. Соколов (1953) указывает, что группа *Tragocerus*, появившись в начале верхнего миоцена, дала вспышку формообразования на границе плиоцена и в начале его. «Однако вскоре после этого, в связи с пока не известными условиями, она вымерла, не пережив эпохи нижнего плиоцена» (стр. 107). В последнее время появились другие взгляды на возраст фауны гиппарионского комплекса. Так, В. С. Бажанов (1955), как можно видеть на приложенной к его статье таблице, отнес гиппарионский комплекс фауны к среднему-верхнему миоцену. Большую работу в этом направлении проделала К. В. Никифорова (1959). Она пришла к выводу, что отложения с гиппарионовой фауной на всей Урало-Сибирской платформе более правильно относить к верхнему миоцену. Но так как эти отложения в непрерывном разрезе залегают на аральской свите, образование которой закончилось в низах среднего миоцена, то возможно, что начало возникновения павлодарской свиты относится к верхам среднего миоцена. Таким образом, исходя из последних данных, мы считаем наиболее вероятным средне- и верхнемиоценовый возраст павлодарской и андассайской свит.

В серовато-сиреневых и темно-коричневых глинах пойменной фации описываемой свиты содержится также микрофауна. Из образцов, отобранных нами в восточном конце вскрытой части долины (линии горных выработок XVI, XXIX, XLI), Г. Ф. Шнейдер определила следующие формы остракод: *Candoniella* ex gr. *marcida* Mand., *Candona kirgisisca* Mand., *Candoniella albicans* (Br.), *Ilyocypris gibba* (Ramdor), *Limnocythere* sp.

В описываемых отложениях встречаются споры и пыльца. В глинах пойменной фации устьевой части лога Андассай (линия горных выработок XVI, шурф 1503) нами обнаружены (в зернах) *Pinus* — 4, *Alnus* — 1, *Betula* — 1, *Betulaceae* — 2, *Compositae* — 1, *Artemisia* — 90, *Chenopodiaceae* — 200, *Ephedra distachia* — 3, *Caryophyllaceae* — 1, *Ranunculaceae* — 10, *Euphorbiaceae* — 1 (определение Е. И. Глущенко).

На левом склоне лога Кеншагыр, к югу от останца Торткуль, в аналогичных глинах пойменной фации содержится пыльца, состав которой приведен в табл. 16 (определение С. А. Абрамовой по сборам Н. Н. Костенко).

Наконец, к северу от оз. Сарычиганак из образца песка (по сборам Н. Г. Шубиной) Е. Д. Заклинская определила (в зернах): *Pinus* — 2, *Alnus* — 2, *Betula* — 2, *Ulmus* — 1, *Tilia* — 2, *Artemisia* — 34, разнотравье — 17, споры типа *Sphagnum* — 2, папоротники — 1.

Характер верхнемиоценовой флоры (господствуют травянистые растения) и фауны (наличие сухопутных черепах и антилоп, характерных для открытых пространств), а также литологические особенности андассай-

Спорово-пыльцевой состав глин андассайской свиты из левого склона лога
Кеншагыр к югу от останца Тортукуль

| Пыльца и споры | Обр. 134 | Обр. 135 | Обр. 136 | Обр. 137 | Обр. 138 | Обр. 139 |
|--|---------------------|----------|----------|----------|----------|----------|
| | Глубина отбора, в м | | | | | |
| | 8,1 | 8,5 | 8,9 | 9,3 | 9,7 | 10,1 |
| <i>Pinus</i> | | 1 | | | | |
| <i>Pinus</i> подрода <i>Harloxylon</i> | | | 1 | | | |
| <i>Ulmus</i> | | 2 | | | | |
| <i>Picea</i> | | | 1 | | | |
| Chenopodiaceae | | 1 | 1 | 2 | 1 | |
| <i>Artemisia</i> | | | 25 | 2 | | |
| Ranunculaceae | | 1 | | | | |
| Ephedraceae | | 1 | | | | |
| Umbelliferae | | | 1 | 1 | | |
| Ericaceae | | | | 1 | | |
| Labiatae | | | | 1 | | 1 |
| Butomaceae | | | | | 1 | Много |
| Споры грибов | 2 | | 7 | | | |
| Споры мхов | | 1 | 1 | | | |

ской свиты (гидроослюдисто-монтмориллонитовый состав глин, сильная карбонатность и загипсованность) позволяют считать, что климат во второй половине миоцена стал более засушливым. Причуйские степи в верхнем миоцене представляли, по-видимому, безлесные пространства с отдельными островными лесами по берегам рек, где жили мастодонты.

Из перечисленных выше остракод *Candoniella* ex *gr. marcida* Mand. и *Candona kirgisisca* Mand. являются типичными представителями пресных вод, но *Candoniella albicans* (Br.) по М. И. Мандельштаму, встречается в солоноватых водоемах. Может быть, временами (в наиболее засушливые сезоны года) некоторые водоемы на пойме слегка осолонались. Это указывает на засоленность грунтовых вод, подпитывавших водоемы. В подобных осолоневшихся водоемах, возможно, и обитала *Candoniella albicans* (Br.) Комплекс остракод указывает, что соленость водоемов на пойме, по М. И. Мандельштаму, не могла быть выше 10%, фактически же она, скорее всего, даже в самые засушливые сезоны года была намного ниже. Значительную часть времени водоемы на пойме миоценовой Пра-Чу были пресными.

Засушливый климат описываемого времени послужил причиной образования мощного покровного глинистого горизонта. С исчезновением лесной растительности ускорился сток во время дождей и снеготаяния и увеличилось количество взвешенных частиц в паводковых водах. Русло в паводок не могло пропускать огромное количество воды, что приводило к большим разливам и отложению пойменного иллка. Впервые на возможность увеличения высоты паводка при смене влажного климата более сухим обратил внимание Е. В. Шандер. Отмечая, что высота паводка зависит не только от абсолютного количества выпадающих за год осадков, но и от распределения их по сезонам года, от характера растительного покрова, он указывает, что «самые высокие паводки вовсе не свойственны поэтому областям с наиболее влажным климатом. Наоборот, на примере Русской равнины можно заметить, что их высота нарастает, при движении с северо-запада на юго-восток, по мере увеличения сухости и континентальности климатических условий» (1951, стр. 135—136). Подчеркивая,

что мощность пойменного наилка зависит не только от высоты паводковых вод, но и от массы взвешенных частиц в полых водах, количество которых возрастает при отсутствии лесной растительности (увеличивается напряженность смыва!), Е. В. Шанцер приходит к заключению, что «нельзя отрицать возможность усиления темпов накопления аллювия на поймах именно в ксеротермические периоды, а не после их окончания» (там же, стр. 136).

Большой расход воды в паводок в миоцене при общей засушливости климата приводил к тому, что в остальное время года речной поток сильно уменьшался в мощности, уступая в этом верхнеолигоценовой Пра-Чу. В результате этого в русловой фации андассайской свиты галечники не прослеживаются уже западнее меридиана оз. Большой Каракуль, тогда как верхнеолигоценовая Пра-Чу приносила их почти на 50 км дальше. На это указывает также худшая отмытость миоценового руслового аллювия (пески часто пылеватые, загрязненные), незначительное содержание валуно-галечной фракции и меньший размер галек в аналогичных осадках стрелковой субфации по сравнению с верхнеолигоценовой Пра-Чу, равно как и более пестрая фациальная изменчивость (в вертикальном и горизонтальном направлениях).

Беря свое начало там же, где и верхнеолигоценовая Пра-Чу (что доказывается одинаковым минералогическим и петрографическим составом осадков верхнего олигоцена и миоцена), долина миоценовой реки расширилась почти до 30 км несколько западнее оз. Сарычиганак; это явление, по нашему мнению, могло быть связано с испарением воды в засушливые периоды и загромождением русла наносами, что приводило к усиленному его блужданию. Это миоценовая внутридолинная дельта, которыми так богата современная Чуйская долина.

Рельеф, существовавший во время образования осадков андассайской свиты, представлял собой всхолмленную равнину с несколько меньшей амплитудой, чем в верхнем олигоцене, на что указывает характер отложений этой свиты (небольшое содержание валуно-галечной фракции и меньший размер галек по сравнению с осадками асказансорской свиты).

Минералогический состав асказансорской и андассайской аллювиальных свит указывает на преобладание в них устойчивых минералов. Неустойчивые к выветриванию и разрушению минералы (амфиболы, пироксены) в большинстве случаев отсутствуют или содержатся в незначительных количествах (редкие знаки). Это обстоятельство, по нашему мнению, объясняется неоднократным и длительным перемывом и переотложением материала описанных свит в условиях платформенного режима, при слабом проявлении тектонических движений. Кроме того, осадки отмеченных свит формировались сразу же после эпохи интенсивного химического выветривания, когда неустойчивые минералы были разрушены и в долины выносились главным образом устойчивые минералы. Данные минералогического анализа этих свит свидетельствуют также о том, что немалую роль в их образовании принимала питающая провинция, ибо качественный минералогический состав асказансорской и андассайской свит идентичен составу палеозойских пород, которыми сложены соседние возвышенности и Чу-Илийские горы.

Представление о минералогическом составе шлихов описанных аллювиальных свит и докембрийских пород дает табл. 17.

Аналогами андассайской свиты в соседних областях, помимо упоминавшейся павлодарской свиты, являются: в Северном Приарале и Тургайской низменности — жиландинская свита, возраст которой, по А. Л. Яншину (1953), средний — верхний миоцен; во Фрунзенской впадине, в районе с. Серафимовки, — пестроцветная свита, охарактеризованная гиппарионовой фауной (Шульц, 1948), и вероятно, вышележащая красноцветная

Сопоставление минералогического состава шлихов из асказансорской и андассайской свит с составом шлихов из докезойских пород

| Минерал | Докезойские породы | | | | | | | | | Кора выветривания на палеозое | Асказансорская и андассайская свиты |
|----------------------|-----------------------|---------|----------|-------------------------|-------------------|------------------------------|------------------------|------------|---|-------------------------------|-------------------------------------|
| | ультраосновные породы | граниты | кварциты | конгломераты, песчаники | песчаники, сланцы | кварцевые порфиры, порфириты | конгломераты, песчанки | известняки | | | |
| Ильменит | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + |
| Гематит | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + |
| Гранат | + | | + | + | + | + | + | + | + | + | + |
| Эпидот | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + |
| Магнетит-марсит | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + |
| Лимонит | + | | + | + | + | + | + | + | + | + | + |
| Хромит | + | | | | + | + | + | + | + | + | + |
| Пироксен | + | | + | + | + | + | + | + | + | + | + |
| Амфибол | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + |
| Циркон | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + |
| Барит | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + |
| Сфен | + | | + | + | + | + | + | + | + | + | + |
| Ставролит | | | + | + | + | + | + | + | + | + | + |
| Рутил | | | + | + | + | + | + | + | + | + | + |
| Лейкоксен | | | + | + | + | + | + | + | + | + | + |
| Апатит | | + | | + | | | + | + | + | + | + |
| Турмалин | | + | | | | | + | + | + | + | + |
| Серпентин | | | + | | | | | + | + | + | + |
| Ангидрит | | | | | | + | | | + | + | + |
| Пирит | + | | | | + | | | | | + | + |
| Анатаз | | | | | + | + | + | | | + | + |
| Шпинель | | | | | | | | | + | + | + |
| Корунд | | | | | | | | + | | + | + |
| Монацит | | | | | + | | | | | + | + |
| Андалузит | | | | | | | | | | + | + |
| Силлиманит | | | | | | | | | | + | + |
| Платина | | | | | | | | | | + | + |
| Осмистый иридий | | | | | | | | | | + | + |
| Золото | | | | | | | | | | + | + |
| Алмаз | | | | | | | | | | + | + |
| Шеелит | | + | | | + | | | | | + | + |
| Окислы марганца | + | | | | | | | | | + | + |
| Оливин | + | | | | | | | | | + | + |
| Кианит | | | + | + | + | | | | + | + | + |
| Флюорит | | + | | | | | | | | + | + |

Примечание. Знак + указывает на присутствие минерала.

свита, тесно связанная с первой; в Тянь-Шане — карлукская серия, имеющая, по Б. А. Петрушевскому (1950), верхнемиоценово-нижнеплиоценовый возраст. Однако находка в отложениях этой серии *Platybelodon grangeri* Os. (на северном склоне хребта Сарыджаз, в долине р. Белькарасу) позволяет уточнить ее возраст. Л. И. Алексеева (1957) указывает, что эта форма является представителем первых этапов развития гиппарионовой фауны Восточной Азии, и датирует слои, ее заключающие, верхним миоценом.

В предгорьях Памира и Тянь-Шаня андассайской свите соответствует V красноцветная ритмосвита, отвечающая, по В. И. Попову (1958), сарматско-мэотическому? ярусу.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА (АНТРОПОГЕН)

Общие замечания

Специальных исследований по геологии четвертичных отложений в указанном районе до последнего времени не было. Они изучались лишь попутно, при гидрогеологических исследованиях.

Изучение четвертичных аллювиальных отложений Причуйских степей связано с рядом трудностей. На больших пространствах исследованного района они перекрыты эоловыми песками и вследствие этого недоступны для непосредственного наблюдения. Изучение их требует проходки глубоких скважин, так как мощность пород в рассматриваемом районе достаточно велика. К тому же в аллювиальных отложениях до сих пор не обнаружена фауна млекопитающих.

Палеоклиматический принцип, широко применяемый для расчленения и корреляции четвертичных отложений в ледниковых областях, здесь теряет свою актуальность. Геоморфологический метод, хотя и имеет важное значение, не всюду может быть использован с достаточной полнотой, ибо в областях, характеризующихся общ. тенденцией к погружению в четвертичный период (каковой является Чуйская впадина), уступы террас (особенно в зонах новейших опусканий) выражены не четко. Они, кроме того, сильно деформированы эоловыми процессами; поэтому приводимая ниже возрастная датировка отложений четвертичной системы в достаточной степени условна. В результате применения комплекса методов для изучения четвертичных отложений можно уверенно говорить лишь о последовательности геологических событий.

О нижней границе четвертичной (антропогеновой) системы

В настоящее время многие исследователи, занимающиеся изучением четвертичного периода (В. И. Громов, А. И. Москвитин, Е. В. Шанцер, Н. И. Николаев, К. В. Никифорова и другие), считают, что нижнюю границу его необходимо понизить, включив в него верхний плиоцен. Фактический материал по прибортовой (северо-восточной) части Чуйской впадины и литературные данные о соседних районах Казахстана и Средней Азии подтверждают необходимость понижения нижней границы четвертичной системы, которую нужно проводить по подошве континентальных верхнеплиоценовых отложений.

Верхнеплиоценовые отложения (кеншагырская свита) в описываемом районе имеют в основном палевою и серую окраску, сходную с окраской четвертичных пород и отличную от красной и красно-бурой окраски более древних пород. Это, несомненно, связано с некоторым похолоданием, наступившим в Причуйской степи в верхнем плиоцене, что отмечается и для других районов Казахстана и Средней Азии. Б. А. Федорович (1946), анализируя палеогеографию равнин Средней Азии, указывает, что, начиная с плиоцена, точнее — со времени возникновения подакчагыльской (продуктивной) свиты, а может быть и с понтического времени, на равнинах Средней Азии существовала одна и та же флора, типичная для современной саксауловой формации. Но в подакчагыльской свите (продуктивной нефтеносной) еще имеются красноцветные слои, свидетельствующие о том, что процесс возникновения красноземов, происшедший в арид-

ных субтропических условиях, еще не закончился, а в актагыле красноцветы уже не возникали. Климат, существовавший на территории Средней Азии в то время, был близок к современному.

Резкие изменения климата в начале верхнего плиоцена произошли в Тянь-Шане. В Чуйской впадине, в районе Серафимовской антиклинали, красноцветные отложения не встречаются начиная с палеовой свиты, которую С. С. Шульц (1948) относит к концу третичного — началу четвертичного периода ($N_2 - Q_1$). Действительный же возраст свиты — верхнеплиоценовый, так как именно в ней В. С. Бажановым обнаружены остатки *Equus stenonis* Coschi (Макарова, 1955).

На северо-западе Ферганы палеовая свита с *Elephas ex gr. meridionalis*, по присутствию которого она датируется верхним плиоценом (Васильковский, 1957), отличается от лежащей ниже бурой свиты, представленной красно-бурыми глинами и песчаниками, отсутствием красноцветных прослоев, что опять-таки связано с похолоданием в верхнем плиоцене.

С начала верхнего плиоцена изменяется тектоническая обстановка, оказавшая влияние на характер верхнеплиоценовых отложений. Палеовые свиты Чуйской впадины в районе с. Серафимовки и на северо-западе Ферганы сложены мощными пролювиальными осадками, значительно более грубыми, чем осадки лежащих ниже свит. Отложение их стало возможным вследствие резкого поднятия Тянь-Шаня, приведшего к более интенсивному размытию последнего. «Поскольку процессы поднятия современных хребтов, их размывания и аккумуляции выносимых осадков в области депрессии начались еще в третичном периоде и продолжаются до настоящего времени, — указывает С. В. Эпштейн, — граница между аналогичными по генезису отложениями третичного и четвертичного возраста намечается с большой долей условности и не всегда достаточно четко» (1954, стр. 529). В связи с этим С. В. Эпштейн и некоторые другие исследователи между заведомо неогеновыми и четвертичными отложениями выделяют так называемую переходную свиту ($N_2 + Q_1$). Так как эта свита сходна с верхнеплиоценовой палеовой свитой на северо-западе Ферганы, что отмечает указанный автор, возраст ее также будет, скорее всего, верхнеплиоценовым. В таком случае присоединение «переходной» свиты верхнего плиоцена к четвертичной системе удобно и с практической стороны, ибо позволит при картировании без труда отделять третичные отложения от четвертичных.

Для отложений кеншагырской свиты верхнего плиоцена на обследованной территории характерны существенно иные количественные взаимоотношения тяжелых минералов по сравнению с более древними; здесь наряду с устойчивыми минералами содержатся также неустойчивые — пироксены и амфиболы, почти совершенно отсутствующие в более древних осадках и характерные для более молодых. Поступление их в осадки объясняется опять-таки усилением тектонических движений, приведших к более интенсивной эрозии.

Сведения о фауне млекопитающих в соседних районах, которыми мы располагаем, приводят также к необходимости понизить границы антропогена. В верхнем плиоцене Восточного Казахстана исчезают (за исключением некоторых) представители более древних групп животных и появляется новая ветвь отряда хоботных — слонов, а также однопалая лошадь Стенона (Бажанов и Костенко, 1959).

Комплекс фауны, являющийся реликтом более древней гиппарионовой (главнейшие представители — *Equus stenonis* Coschi, *Elephas (Archidiskodon) meridionalis* Nesti, *Anancus arvernensis* Cr. et Job.), указанные авторы описывают под названием илийского и параллелизуют с хапровским комплексом, выделенным В. И. Громовым. Илийский фаунистический комплекс, по их справедливому мнению, знаменует начало антропогена. Отложения с отмеченной фауной широко развиты на земном шаре (виллафранк в Ита-

лии, верхний сивалик в Индии, нихевань в Китае и т. д.), и большинство исследователей за рубежом в настоящее время относят (согласно рекомендации Международного геологического конгресса 1948 г. в Лондоне) к четвертичному периоду. Таким образом, имеются основания для того чтобы и в Причуйских степях, а также в соседних районах верхний плиоцен присоединить к четвертичному периоду, что и принято в настоящей работе. В дальнейшем верхнему плиоцену, вслед за В. И. Громовым, мы присваиваем название «эоплейстоцен».

Обоснование стратиграфии четвертичных отложений прибортовой (северо-восточной) окраины Чуйской впадины

Четвертичные отложения (включая и кеншагырскую свиту эоплейстоцена) на прибортовой (северо-восточной) окраине Чуйской впадины представлены исключительно континентальными осадками, в которых можно выделить следующие генетические группы: 1) группу русловых водных потоков, представленных аллювием и пролювием; 2) группу преимущественно озерных; 3) группу золотых переветренных песков; 4) группу солончаково-такырных; 5) группу элювиально-делювиальных отложений, не всегда поддающихся расчленению.

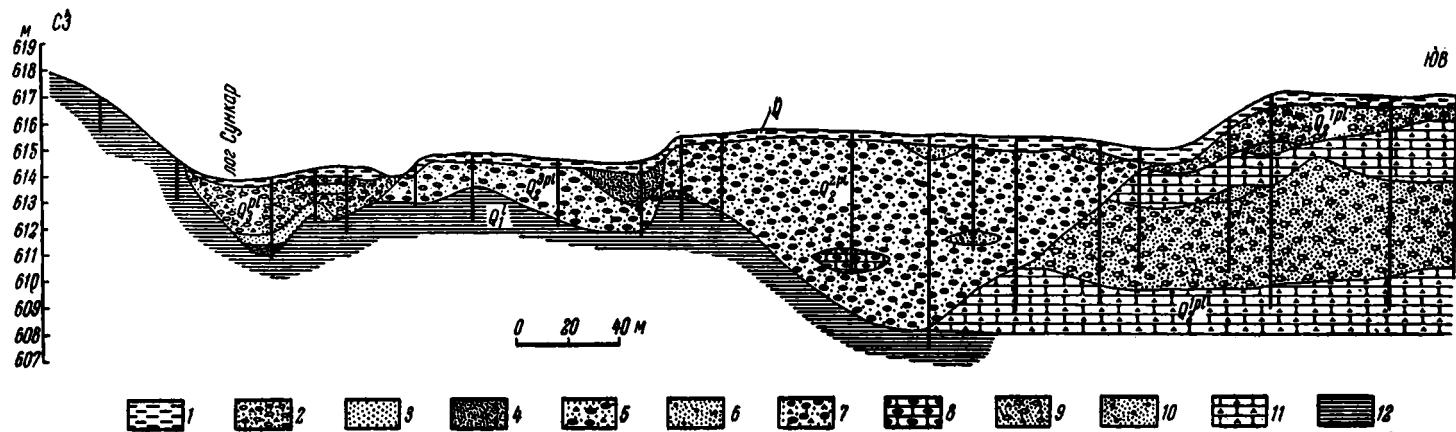
Аллювиальные осадки широко развиты по левобережью р. Чу, где они образуют обширный песчаный массив Муюнкумы. Пролувиальные отложения широкой полосой (до 16 км) протягиваются вдоль подножья Чу-Илийских гор.

Изучая пролювиальные осадки в логах, спускающихся с этих гор в Чуйскую впадину, можно видеть, что в некоторых из них (например, в логу Сункар, вблизи гор Хантау) прослеживаются три ясно выраженные террасы, к нижней из которых прислоняются осадки, охарактеризованные современной фауной (фиг. 24).

На расстоянии 8—10 км от Чу-Илийских гор по направлению к Чуйской впадине пролювиальные отложения не образуют террас в долинах логов. Здесь вместо прислонения разновозрастных отложений наблюдается наложение более молодых осадков на более древние. При этом в наиболее полных разрезах ясно видны четыре литологически разнородных горизонта, нижний из которых представлен конгломерат-брекчиями нижнего плейстоцена (фиг. 25). В менее полных разрезах отмечается выпадение одного из горизонтов за счет последующего размыва. Такие закономерности в строении пролювиальных отложений неоспоримо свидетельствуют о различной направленности тектонических движений во время их образования: о поднятиях в непосредственной близости от гор, сменявшихся опусканиями на расстоянии 8—10 км от них.

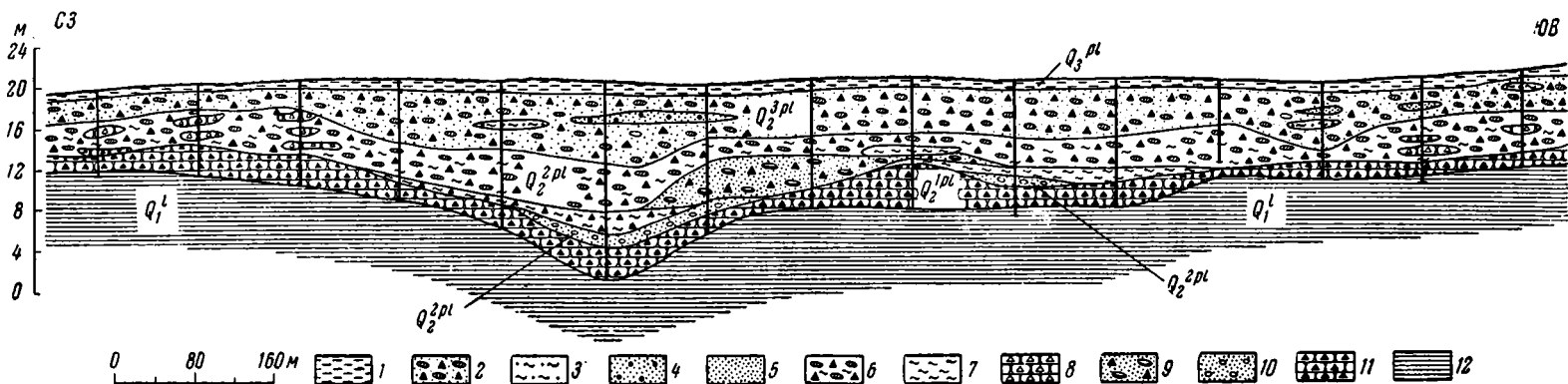
Осадки самой верхней террасы лога Сункар представлены характерными конгломерат-брекчиями, которые в деталях сходны с верхнеобийскими конгломератами Пограничной Джунгарии, описанными В. А. Обручевым (1940) и отнесенными им к древнечетвертичным отложениям. Верхнеобийские конгломерат-брекчии Чу-Илийских гор, подстилаемые кеншагырской свитой эоплейстоцена, могут быть непосредственно прослежены в районе Джунгарского Алатау. На южном склоне этого хребта, в долине р. Койбын, они, по данным Н. Н. Костенко (1956), резко несогласно залегают на эоплейстоценовых отложениях с остатками *Anancus arvensis* Gr. et Job. Аналогичные отложения (конгломератовая свита С. С. Шульца, сохский комплекс Н. Н. Васильковского и др.) широко распространены в пределах Средней Азии и Казахстана, и все исследователи единодушно считают их нижнеплейстоценовыми.

Верхнеобийские конгломерат-брекчии мы выделяем под названием бурунтауской свиты и на основании фауны млекопитающих относим их к нижнему плейстоцену (согласно схеме В. И. Громова, 1957) В отложе-



Фиг. 24. Геологический профиль через лог Сункар, в 2 км ниже выхода его из гор Хантау.

1 — суглинки четвертичные, нерасчлененные. Голоценовые отложения: 2 — галечники щебнистые; 3 — пески. Верхнеплейстоценовые отложения: 4 — пески; 5 — галечники щебнистые. Среднеплейстоценовые отложения: 6 — пески гравийные; 7 — галечники щебнистые; 8 — конгломераты. Нижнеплейстоценовые отложения: 9 — галечники щебнистые; 10 — линзы гравийных песков; 11 — конгломерат-брекчии; 12 — глины эоплейстоценовые



Фиг. 25. Геологический профиль через лог Шиентас, в 5 км ниже выхода его из гор Майжарылган.

1 — суглинок эоплейстоценовый. Верхнеплейстоценовые отложения: 2 — щебень с галькой и грубозернистым песком в заполнителе; 3 — линзы песчаных глин; 4 — линзы гравийных песков; 5 — линзы песков. Среднеплейстоценовые отложения: 6 — щебень с галькой и глиной в заполнителе; 7 — линзы глины; 8 — конгломерат-брекчии; 9 — щебень с галькой и песком в заполнителе; 10 — линзы песков с гравием; 11 — конгломерат-брекчии нижнеплейстоценовые; 12 — глины эоплейстоценовые

ниях Восточного Казахстана, в низах которых залегают верхнегобийские конгломераты, В. С. Бажанов и Н. Н. Костенко (1959) указывают следующие виды: *Equus caballus* cf. *mosbachensis* Reich., *E. sussenbornensis* Wust (*stenonis?*), *E. (Asinus) hidruntinus* Regel, *Equus* sp., *Palaeoloxodon antiquus* (Falc.), *Paracamelus gigas* Schlosser, *Dicerorhinus etruscus* (Falc.), *Alces latifrons* (Jon.), *Rhinoceros mercki* Jaeg., *Rhinoceros* sp., *Elasmotherium sibiricum* Fisch., *Bison priscus* subsp., *Cervus elaphus* L., *Camelus* sp. Mustelidae, Canidae.

Названные авторы этот фаунистический комплекс выделяют под названием кошкурганского.

В долине р. Чу, к югу от урочищ Кособажон и Джидели, кроме поймы, охарактеризованной современной фауной¹, есть I, II, III надпойменные террасы (фиг. 26, 27). Проследивая в юго-восточном направлении (к Кыргызскому хребту) самую высокую из них, поверхность которой осложнена наиболее высокими песчаными буграми эолового происхождения, замечаем, что в районе колодца Бескатынкудук (приблизительно в 27 км к северу от ст. Луговой) она сложена алевритами и супесями, сменяющимися южнее конгломерат-брекчиями нижнего плейстоцена (фиг. 28). Это дает основание с большой долей вероятности утверждать, что осадки III надпойменной террасы образовались в нижнем плейстоцене.

Так как из отложений этой террасы состоит большая часть площади песчаного массива Муюнкумы, мы выделяем их под названием муюнкумской свиты.

Осадки II надпойменной террасы долины р. Чу и средней террасы лога Сункар, вероятнее всего, имеют среднеплейстоценовый возраст, так как расположены между ниже- и верхнеплейстоценовыми породами,

Т а б л и ц а 18

Сопоставление схемы подразделения четвертичной (антропоценовой) системы Причуйских степей со схемой, принятой на II конференции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода, состоявшейся в СССР в 1932 г.

| Схема, принятая в настоящей работе | | | | Схема 1932 г. | |
|------------------------------------|---------------------------|--|---|---|--|
| Система (период) | Отдел (эпоха) | Ярус (век) | Генетические типы отложений | Система (период) | Отдел (эпоха) и подотдел |
| Четвертичная (антропоценовая) Q | Голоцен Q ₃ | | Аллювиальные (чуйская свита), пролювиальные, эоловые, солончаково-такырные, элювиально-делювиальные | Четвертичная Q | Голоцен Q ₄ |
| | Плейстоцен Q ₂ | верхний Q ₂ ³ | Аллювиальные (саройская свита), пролювиальные | | Верхний плейстоцен (неошлейстоцен) Q ₃ |
| | | средний Q ₂ ² | Аллювиальные (поткаульгенская свита), пролювиальные | | Средний плейстоцен (мезошлейстоцен) Q ₂ |
| | | нижний Q ₂ ¹ | Аллювиальные (муюнкумская свита), пролювиальные (бурунтауская свита) | | Нижний плейстоцен (эошлейстоцен) Q ₁ |
| Эошлейстоцен Q ₁ | | Преимущественно озерные (кеншагырская свита) | Третьичная | Верхний плиоцен N ₂ ³ | |

¹ Отложения с этой фауной названы нами чуйской свитой.

слагающими соответственно III и I надпойменные террасы. Первые мы выделяем под названием шошкаульгенской свиты (по уроч. Шошкаульген).

Первая надпойменная терраса отличается своеобразием поверхности, изобилующей такырами («лысая» терраса). По этой особенности она легко выделяется и в других местах. В более западных районах «лысая» терраса, по данным А. Л. Яншина (1953), содержит фаунистические остатки, датирующие ее верхним плейстоценом. Отложения этой террасы наиболее полно изучены во впадине Сарой, поэтому мы их выделяем под названием саройской свиты. Поскольку они к востоку от с. Коктерек переходят в пролювиальные отложения нижней террасы лога Сункар, возраст последней также можно считать верхнеплейстоценовым.

Таким образом, четвертичные (антропогеновые) отложения Причуйских степей подразделяются (согласно схеме В. И. Громова, 1957) на эоплейстоценовые, плейстоценовые (подразделяемые, в свою очередь, на нижне-, средне- и верхнеплейстоценовые) и голоценовые (табл. 18). Ниже рассматриваются особенности строения аллювиальных и пролювиальных отложений, входящих в состав перечисленных свит.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (КЕНШАГЫРСКАЯ СВИТА)¹ — Q₁

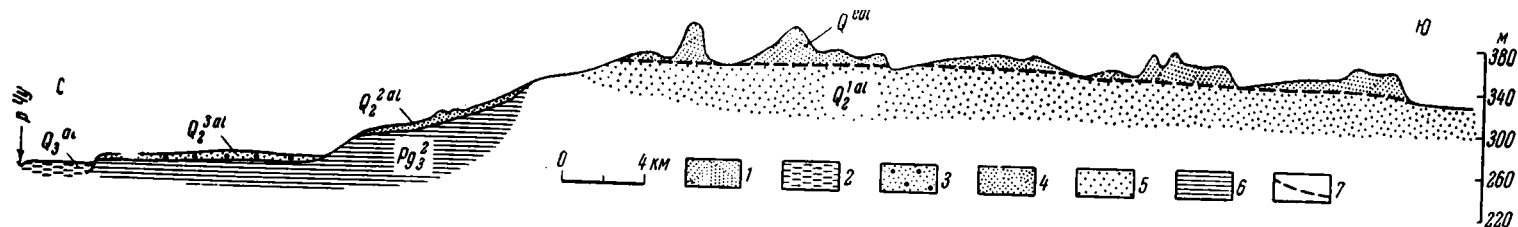
Отложения кеншагырской свиты на обследованной территории развиты широко. Они выходят на поверхность в соре Буралкенынтуз и к юго-западу от него, а также прослеживаются по восточному борту Чуйской впадины под маломощным покровом нижнеплейстоценовых осадков. В южном и юго-западном направлениях эоплейстоценовые отложения быстро погружаются под более молодые плейстоценовые.

В составе отложений кеншагырской свиты, залегающих с разрывом на миоценовых, среднеолигоценовых, верхнемеловых и палеозойских образованиях, преобладают сильно известковистые глины палевых, серых, реже коричневатых тонов. Местами они обогащены плохо окатанной галькой, содержат прослой и линзы песчаников, известняков, галечных песков и гравия.

Во впадине Сарой отложения кеншагырской свиты представлены светло-серыми, темно-серыми, желтовато-серыми и коричневыми известковистыми загипсованными слюдистыми глинами с прослоями и линзами песчаников, песков и галечных песков. Глины местами имеют ясно выраженную тонкую горизонтальную слоистость. Мощность осадков по простираению изменчива. В самой западной части впадины Сарой (линия горных выработок XXVII) кеншагырская свита сложена светло-коричневыми и зелеными песчанистыми слюдистыми загипсованными глинами, сменяющимися в нижней части желто-бурыми глинистыми кварцево-полевошпатовыми гравийными песками (см. фиг. 46). Общая максимальная мощность осадков 7,5 м. Постелью их являются песчаники карбона. В зеленых глинах Н. Г. Шубина обнаружила много остракод *Cyprideis torosa littoralis* (определение М. И. Мандельштама). Кроме того, по ее сборам из этих же глин Е. Д. Заклинская определила следующую пыльцу (в зернах): *Pinus* — 4, *Alnus* — 1, *Betula* — 1, *Ephedra* — 6, *Artemisia* — 181, разнотравье — 107. Общее содержание пыльцы древесных 2%, недревесных — 98%.

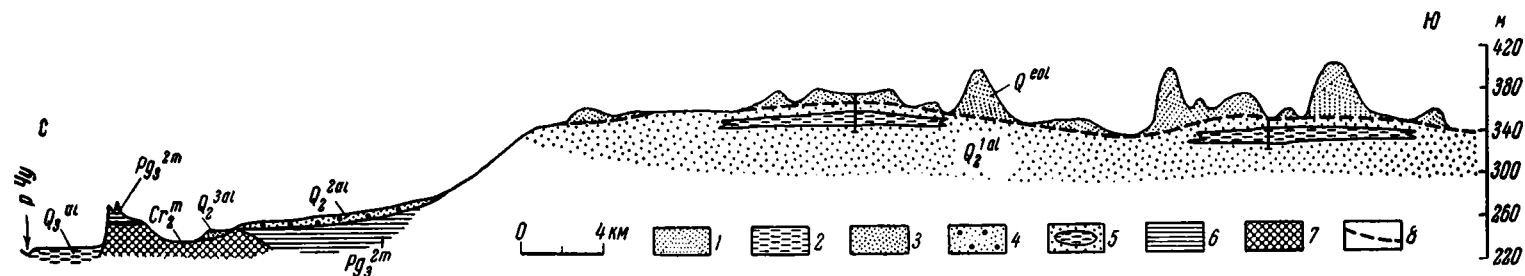
В восточном направлении, вплоть до устья лога Коктал (т. е. на расстоянии 30—31 км), отложения описываемой свиты представлены коричневато-серыми вязкими слабослюдистыми и загипсованными глинами с остракодами, преобладающей мощностью 1 м. В 40 км западнее лога Коктал

¹ Название свиты дано К. В. Никифоровой по логу Кеншагыр, где эти отложения были впервые выделены.



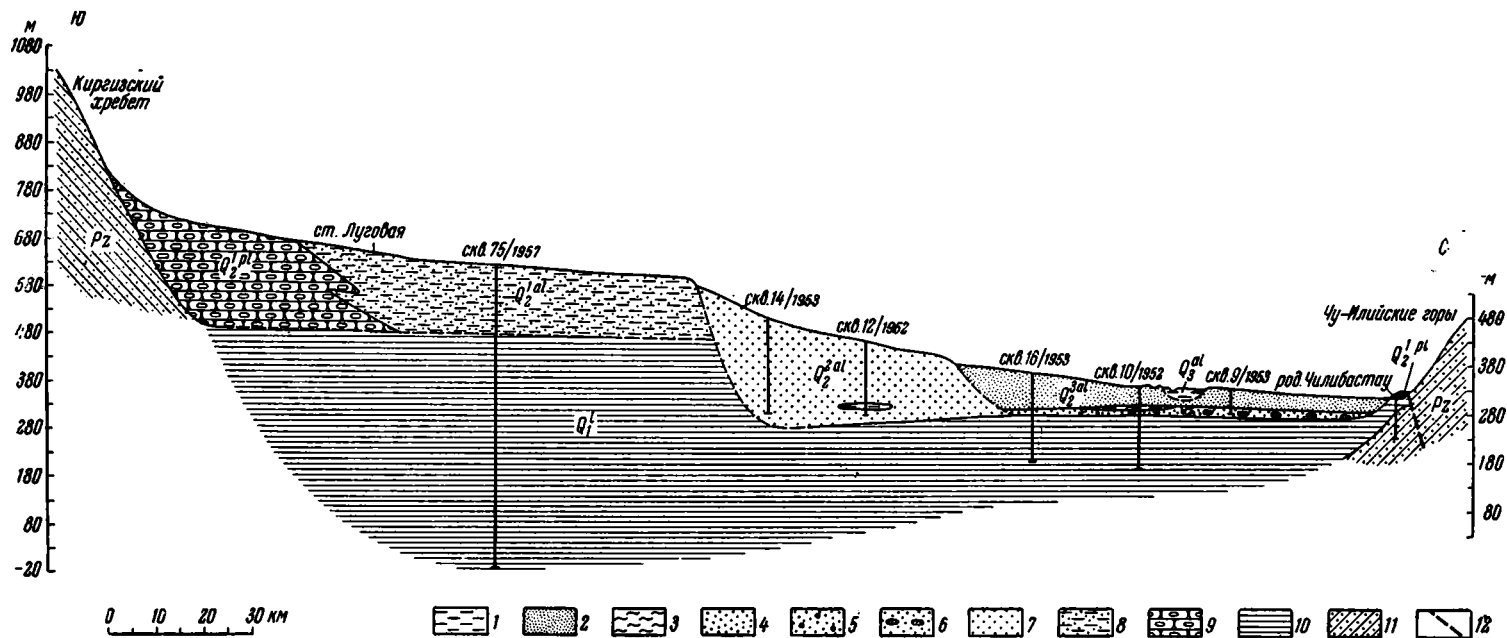
Фиг. 26. Схематический геологический профиль участка к югу от уроч. Кособажон.

1 — пески четвертичные, золотые, нерасчлененные; 2 — суглинки аллювиальные, голоценовые; 3 — пески гравийные, аллювиальные, верхнеплейстоценовые; 4 — пески аллювиальные, среднеплейстоценовые; 5 — пески аллювиальные, нижнеплейстоценовые; 6 — отложения среднего олигоцена; 7 — приближительная граница между перевеянными и неперевоенными песками



Фиг. 27. Схематический геологический профиль участка к югу от уроч. Джидели.

1 — пески золотые, нерасчлененные; 2 — суглинки аллювиальные, голоценовые; 3 — пески аллювиальные, верхнеплейстоценовые; 4 — пески гравийные, аллювиальные, среднеплейстоценовые; 5 — пески аллювиальные с линзами суглинков, нижнеплейстоценовые; 6 — олигоценовые отложения; 7 — отложения верхнего мела; 8 — приближительная граница между перевеянными и неперевоенными песками



Фиг. 28. Схематический геологический профиль через Чуйскую впадину от родника Чилибастау до ст. Луговой (по линии ЛII—ЛII).

1 — суглинки голоценовые. Верхнеплейстоценовые отложения; 2 — алевриты; 3 — линзы глин; 4 — пески; 5 — пески гравийные; 6 — пески галечные; 7 — алевриты среднеплейстоценовые (с линзой суглинков). Нижнеплейстоценовые отложения; 8 — алевриты, суглинки, супеси; 9 — конгломераты; 10 — глины эоплейстоценовые; 11 — палеозойские отложения; 12 — линия разлома

найлены *Ilyocypris gibba* (Ramdohr) и *Limnocythere* sp. (определение Г. Ф. Шнейдер по нашим сборам).

Восточнее меридиана лога Коктал (линия горных выработок XXI/I и XIII/IX) кеншагырская свита по-прежнему представлена глинами, но уже серого и темно-серого цвета. Глины — песчанистые, вязкие, заглисованные — содержат прослой зеленых глин и песков; пески серые, мелкозернистые, сильно глинистые, ожелезненные, местами гравийные, переходящие в гравий. Зерна гравия, размером до 0,5 см, состоят из кварца, кварцита, яшмы и песчаника. Здесь мощность осадков достигает 17,5 м.

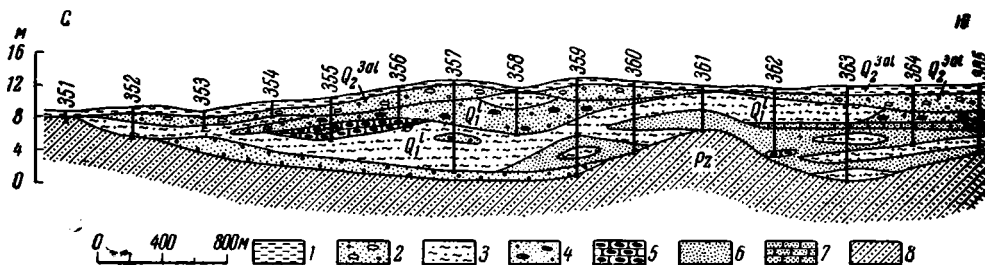
Гранулометрический анализ глин из указанного места (табл. 19) показывает, что они то алевритистые, то почти чистые и содержание в них фракции < 0,1 мм достигает 97,56%.

Таблица 19

Гранулометрический состав глин кеншагырской свиты плейстоцена из средней части впадины Сарой (в %)

| № линии горных выработок | № образца | Глубина отбора образца в м | Размер фракций в мм | | | | | | | |
|--------------------------|-----------|----------------------------|---------------------|------|-------|----------|----------|----------|-----------|-------|
| | | | >3 | 3—1 | 1—0,5 | 0,5—0,25 | 0,25—0,1 | 0,1—0,05 | 0,05—0,01 | <0,01 |
| XIII/IX, скв. 4 | 4/8 | 10 | 0,10 | 0,20 | 0,44 | 0,02 | 0,02 | 0,26 | 22,34 | 76,56 |
| XIII/IX, скв. 4 | 4/10 | 17 | 2,60 | 5,06 | 4,92 | 1,00 | 1,22 | 0,34 | 24,76 | 60,10 |
| XXI/I, шурф 14 | 14 | 6 | — | — | — | 0,04 | 0,16 | 0,04 | 2,20 | 97,56 |

В 12 км восточнее линии горных выработок XIII/IX отложения кеншагырской свиты вскрыты горными выработками линии XXIX/XII. Максимальная мощность их в этом месте не превышает 10 м. В составе отложений наряду с глинами большую роль играют песчано-гравийные осадки,



Фиг. 29. Строение саройской и кеншагырской свит в восточной части впадины Сарой (разрез по линии горных выработок XXIX/XII).

Верхнеплейстоценовые отложения: 1 — суглинки; 2 — пески гравийные с галькой. Эоплейстоценовые отложения: 3 — глины песчанистые; 4 — пески гравийные с галькой; 5 — линзы конгломератов; 6 — пески; 7 — линзы песчаников; 8 — палеозойские отложения; 365 — номера шурфов

фациально замещающие друг друга по простиранию (фиг. 29). Глины песчанистые, слюдяные, известковистые, чаще коричневого цвета, встречаются и буровато-зеленые. Как в тех, так и в других попадаются неправильной формы плитчатые конкреции серовато-желтого крепкого известковистого песчаника и конгломерата. Пески буровато-желтые, кварцево-полевошпатовые, то без гравия, то с гравием и галькой. Зерна гравия размером 0,1—0,5 мм, состоят из яшм, полевого шпата, кварца, кремнистых

пород и эффузивов, а гальки — из кварца, кремнистых пород и песчаников. Окатанность галек слабая. Содержание их обычно не превышает 10%.

Шлихи из отложений, вскрытых горными выработками линии XXIX/XII, состоят в основном из гематита, ильменита и магнетит-мартита, составляющих в сумме около 90%. Сумма минералов — лимонита, граната, хромита, пироксена, амфибола, циркона, барита, сфена, ставролита и рутила — составляет около 10%; среднее содержание хромита достигает 3%, пироксена — 2%, амфибола — 0,5%. Редкими и единичными знаками встречаются лейкоксен, анатаз, флюорит, апатит и турмалин. В миоцен-олигоценевоом аллювии перечисленные минералы встречаются редкими знаками. Для описываемых отложений характерен низкий выход шлиха: в глинах — 0,06 кг/м³, в гравийных песках — 0,3 кг/м³, в конгломератах — 0,4 кг/м³.

Хорошие обнажения пород кеншагырской свиты имеются в логу Кеншагыр. здесь, в 2 км восточнее столового останца Торткуль, на глинах андассайской свиты залегает серый гравелит с известковистым цементом, мощностью 0,5 м. Размер плохо окатанных зерен гравия не превышает 0,5 см. Они почти целиком состоят из известняка. В гравелите встречаются отдельные плохо окатанные гальки размером 1—2 см. В западном направлении гравелиты сменяются серыми и красновато-серыми гравийными известковистыми песчаниками, а в восточном — брекчированными известняками. На этих породах залегают глины — светло-коричневые, местами сильно-песчанистые и известковистые, загипсованные, с линзами зеленовато-сероватого мелкозернистого кварцево-полевошпатового песка.

Т а б л и ц а 20

Гранулометрический состав глин кеншагырской свиты с южного склона останца Торткуль (в %)

| № образца | Размер фракций в мм | | | | |
|-----------|---------------------|----------|-----------|------------|--------|
| | 0,25—0,01 | 0,1—0,05 | 0,05—0,01 | 0,01—0,005 | <0,005 |
| 58 | 6,9 | 10,0 | 30,1 | 16,9 | 36,1 |
| 59 | 6,9 | 12,2 | 27,0 | 6,1 | 47,8 |

Т а б л и ц а 21

Гранулометрический состав глин кеншагырской свиты в 2 км восточнее останца Торткуль (в %)

| № образца | Размер фракций в мм | | | | | Карбонатность |
|-----------|---------------------|----------|-----------|-----------|--------|---------------|
| | 0,25—0,1 | 0,1—0,05 | 0,05—0,01 | 0,1—0,001 | <0,001 | |
| 28в | 1,83 | 8,73 | 37,36 | 16,69 | 35,39 | 23,7 |
| 158/6 | 4,18 | 40,18 | 19,03 | | 36,61 | 18,6 |

В глинах содержится в небольшом количестве недревесная пыльца, определенная Е. Д. Заклинской (в зернах): *Ephedra* — 2, *Artemisia* — 11, *Cheporodiaceae* — 17. Кроме того, найдены остракоды *Ilyocypris brady* Sars, *Lineocypris* sp., свидетельствующие, по мнению Г. Ф. Шнейдер, о плиоценовом (?) возрасте вмещающих отложений. Мощность глин 6,8 м, а общая мощность пород кеншагырской свиты 7,3 м. Они покрыты конгломерат-брекчиями нижнего плейстоцена. Гранулометрический состав глин кеншагырской свиты и глин с южного склона останца Торткуль и в 2 км от него приведен в табл. 20 и 21.

Из таблиц видно, что глины кеншагырской свиты в этом месте более обогащены крупными фракциями, чем во впадине Сарой, вследствие приближения к Чу-Илийским горам.

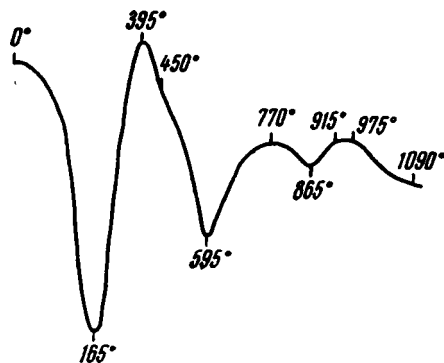
Характеристика химического состава (в %) глин с южного склона останца Торткуль (обр. 59) приводится по данным Н. Н. Костенко за 1950 г.:

| | | | |
|--|-------|-----------------------------|--------|
| SiO ₂ | 42,62 | MnO | 0,12 |
| Al ₂ O ₃ | 16,79 | SO ₂ | 0,17 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,65 | K ₂ O | 1,76 |
| FeO | 0,16 | Na ₂ O | 1,14 |
| TiO ₂ | 0,59 | H ₂ O | 2,32 |
| CaO | 16,50 | П. п. п. | 11,32 |
| MgO | 2,73 | | |
| | | Сумма | 100,28 |

Показатели преломления глинистой фракции следующие:

| | |
|-----------------|-------------------|
| Обр. 28в | Обр. 158/6 |
| Ng' = 1,565 | Ng' = 1,570 |
| Np' = 1,546 | Np' = 1,559 |
| Ng — Np = 0,019 | Ng — Np = 0,011 |

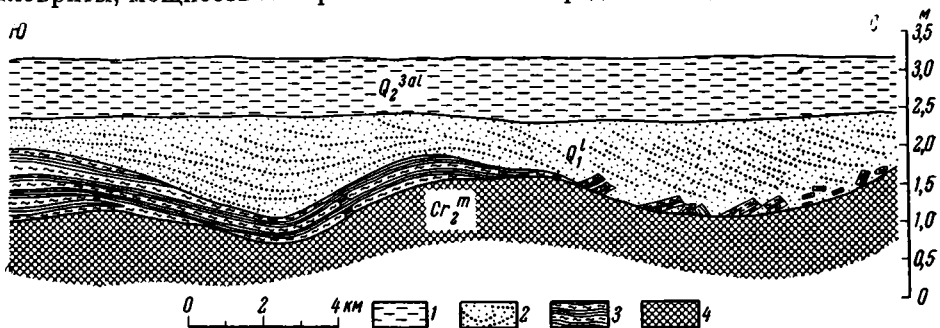
Оптические данные свидетельствуют о гидрослюдистой природе глинистого вещества. Характер кривой нагревания глинистой фракции образца 28в близок к кривой нагревания глины монтмориллонитового состава (фиг. 30). Исходя из этого, можно полагать, что состав глин кеншагырской свиты гидрослюдисто-монтмориллонитовый.



Фиг. 30. Кривая нагревания глинистой фракции (< 0,001 мм) глины кеншагырской свиты из обнажения, расположенного в 2 км восточнее столового останца Торткуль (обр. 28в)

Минералогический анализ шлихов из глин показал, что они, как и во впадине Сарой, состоят в основном из ильменита, гематита и магнетит-мартиита, составляющих в сумме около 85%. В них также много хромита, среднее содержание которого по трем шлихам равно почти 10%, что в 3 с лишним раза больше, чем во впадине Сарой. Значительное содержание хромита объясняется близостью андассайского ультрабазитового массива. Из других минералов отмечены гранат, эпидот (около 4%), пироксен, циркон, барит, сфен, ставролит, рутил, редкие знаки амфибола, лейкоксена и анатаза. Выход шлиха составляет в среднем 0,1 кг/м³.

Западнее и юго-западнее впадины Сарой, в пределах южной окраины Казахского нагорья, эоплейстоценовые отложения были изучены в логу Кызылкокан, в районе оз. Тузкуль, во впадине Буралкенынтуз и в районе оз. Большой Камкалыкуль. По составу это желтые и серые тонкослоистые заглинованные глины, желтовато-серые и серые гравийные пески и алевроиты, мощность которых изменяется в пределах — 1,6 — 14 м. Местами



Фиг. 31. Строение кеншагырской свиты в обрыве правого склона лога Кызылкокан
1 — суглинки верхнеплейстоценовые. Эоплейстоценовые отложения: 2 — пески; 3 — переслаивание желтых и серых глин; 4 — отложения верхнего мела

(например, севернее оз. Большой Камкалыкуль) мощность пород свиты, представленных гравелитами, уменьшается до 0,5—0,7 м. Эти гравелиты аналогичны выходящим в основании коричневых глин лога Кеншагыр.

В глинах сухого лога Кызылкокан, в 5 км южнее оз. Малый Камкалыкуль, Н. Г. Шубиной в 1949 г. обнаружены следующие остракоды (определение М. И. Мандельштама): *Limnocythere* ex gr. *grinfeldi* Liepin, *L. detruncata* Suz., *L. aff. alveolata* Suz., *Candona compressa* (Koch), *C. lactea* Baird, *Cyprinotus* ex gr. *solini* (Brady), *Ilyocypris bradyi* Sars. Кроме того, в некоторых образцах глин из этого обнажения (фиг. 31) содержится пыльца, представленная исключительно недревесными ассоциациями (табл. 22).

Таблица 22

Спорово-пыльцевые спектры из отложений кеншагырской свиты лога Кызылкокан (определение Е. И. Глуценко)

| Состав пыльцы | Обр. 204/2 | Обр. 204/3 | Обр. 204/4 | Обр. 204/5 | Обр. 204/6 |
|------------------------------------|------------|------------|------------|------------|------------|
| Compositae | — | 2 | 1 | — | — |
| <i>Artemisia</i> | 3 | 3 | 4 | 21 | 65 |
| Chenopodiaceae | 7 | 16 | 17 | 135 | 85 |
| Gramineae | — | 1 | — | 5 | 15 |
| Rosaceae | — | 1 | — | — | — |
| Papaveraceae | — | — | 2 | — | 2 |
| <i>Ephedra distachia</i> | — | 1 | — | — | — |
| Ranunculaceae | — | — | — | — | 2 |
| Umbelliferae | — | — | — | — | 1 |
| Sparganiaceae | — | — | — | 2 | 6 |
| Leguminosae | — | — | — | 30 | — |
| Valerianaceae | — | — | — | 17 | — |
| Разнотравье | — | — | — | — | 1 |

В 6 км юго-восточнее оз. Большой Камкалыкуль в глинах кеншагырской свиты встречаются остракоды *Ilyocypris brady* Sars, *Cyprideis littoralis* (Br.) (определение Г. Ф. Шнейдер по нашим сборам), а также *Cyprideis torosa littoralis* (Br.), *Limnocythere* aff. *alveolata* Suz. (определение М. И. Мандельштам по сборам Н. Г. Шубиной).

Отложения кеншагырской свиты, вскрытые Н. Г. Шубиной у северного подножья о-ва Кызыларал (под верхнеплейстоценовыми суглинками), представлены светло-серыми с зеленоватым оттенком глинами и серыми песками общей мощностью 3,5 м. В глинах содержатся остракоды *Candona lactea* Baird, *C. cf. angulata* Müller, *C. neglecta* Sars, *C. albicans* (Br.), *Limnocythere* aff. *tenuireticulata* Suz., а также *Chara* sp.

Эоплейстоценовые отложения подстилаются глинами кендерлыкской свиты.

Н. Г. Шубина приводит следующий список остракод, найденных в светло-серых и светло-коричневых глинах кеншагырской свиты и развитых западнее исследованной территории (к югу от Асказансора): *Candona lactea* Baird, *C. angulata* Müller, *C. neglecta* Sars, *C. albicans* (Br.), *Zonocypris membranea* (Liv.), *Eucypris numulis* Schneid., *Cypris* sp., *Ilyocypris brady* Sars, *Cyprideis torosa littoralis* (Br.), *Limnocythere* aff. *tenuireticulata* Suz.

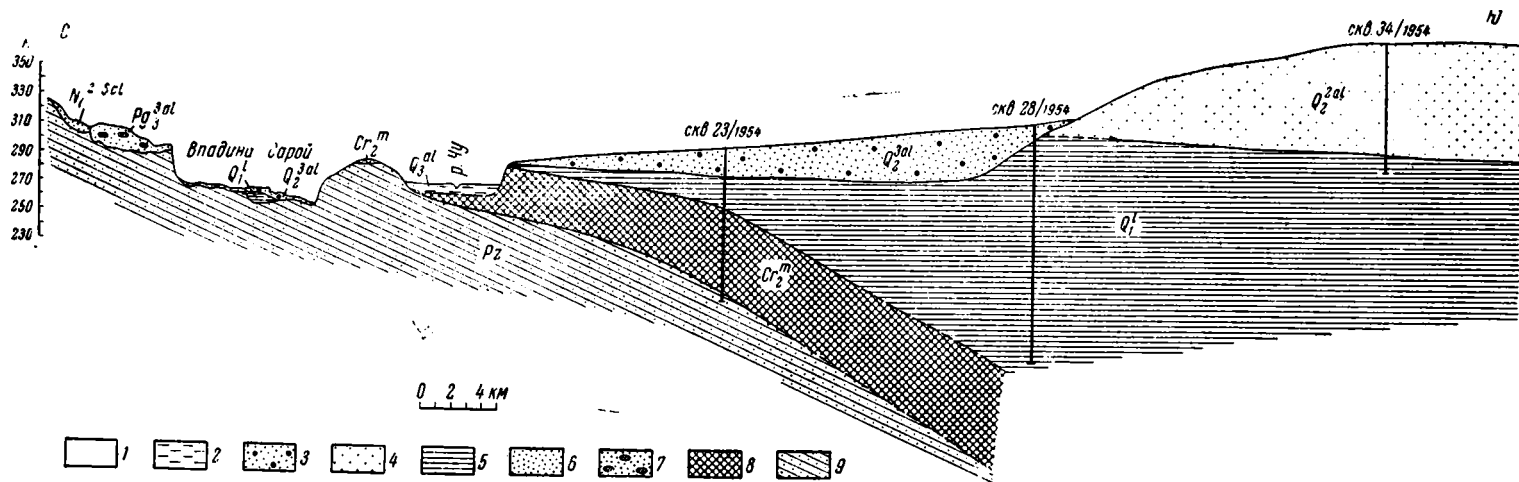
По направлению от Казахского нагорья в сторону Чуйской впадины мощность отложений описываемой свиты резко увеличивается. Так, в склоне лога Кызылкокан мощность пород свиты — 1,6 м, в 17 км южнее, у колодца Молдыбай, она увеличивается до 22 м (скв. 23/1954). По составу это желтовато-серые и серые известковистые глины, серые слюдистые алевроиты с прослоями известковистых песчаников и светло-желтые грубозернистые кварцево-полевошпатовые пески с зернами полупрозрачного кварцевого гравия и плохо окатанными гальками яшм размером 2 см. В образце глин, отобранном с глубины 21 м, встречена пыльца *Centaurea* — 1 зерно, *Artemisia* — 1 зерно, *Chenopodiaceae* — 10 зерен.

В 20 км южнее колодца Молдыбай неполная мощность отложений кеншагырской свиты по скв. 28/1954 равна 162,5 м (фиг. 32). Свита образована исключительно коричневыми заглипсованными и омарганцованными глинами с прослоями серых известковистых гравелитов (состоящих из зерен известняка), аналогичных развитым в логе Кеншагыр. Карбонатность породы местами так велика, что она представляет собой глинистый известняк.

Спорово-пыльцевой спектр из образцов глин скв. 28/1954, за исключением одного, характеризуется исключительно недревесной пылью (табл. 23), только в одном образце встречено три зерна пыли древесной растительности, что составляет 9,5% общего числа обнаруженных в нем зерен.

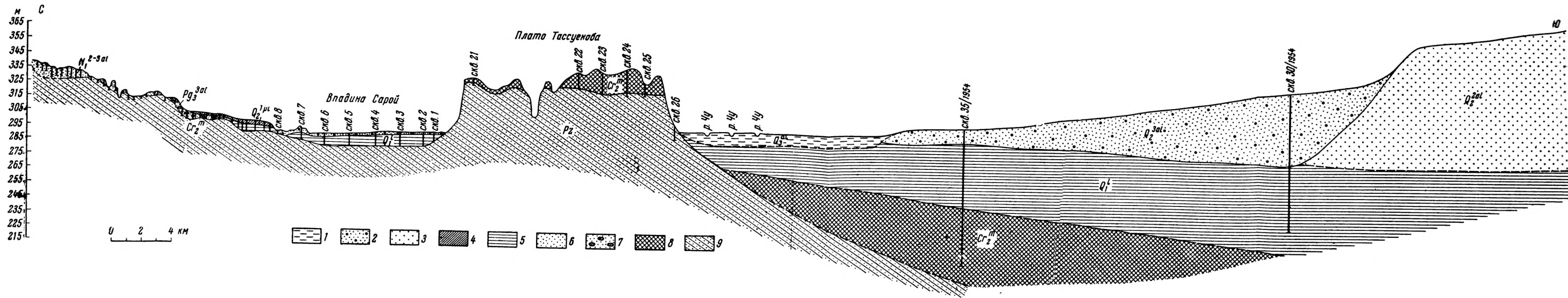
В обр. 28/16 (на глубине 140 м), кроме пыли, встречены обломки остракод *Cyprideis littoralis* (Br.) и *Chara* sp.

В 26 км восточнее описанного разреза, к югу от оз. Кокуйденкуль, наблюдается также увеличение мощности пород кеншагырской свиты. В 7 км южнее этого озера она составляет 42,8 м (скв. 35/1954), а в 28 км (скв. 30/1954) — более 82,5 м (фиг. 33). В составе пород преобладают желтовато-серые и коричневые известковистые глины с прослоями розовых известняков и желтовато-серые тонкие пылеватые алевроиты, содержащие линзы серого крепкого известковистого песчаника, зерна гравия и отдельную слабо окатанную гальку эффузивов и кварцитов размером 1—2 см. Реже встречаются желтовато-серые кварцево-полевошпатовые пески и светло-розовые кварцевые сильно известковистые заглипсованные песчаники. В образцах глин, отобранных из скв. 35/1954 с глубины 32 (обр. 35/21) и 51 м (обр. 35/35), обнаружены остракоды одного вида *Cyprideis littoralis* (Br.).



Фиг. 32. Геологический профиль по линии горных выработок XXVII—XXVII.

1 — четвертичные отложения, нерасчлененные; 2 — голоценовые аллювиальные отложения (чуйская свита); 3 — верхнеплейстоценовые аллювиальные отложения (саройская свита); 4 — среднеплейстоценовые аллювиальные отложения (шошкаульгенская свита); 5 — эоплейстоценовые озерные отложения (кеншагырская свита); 6 — средне- и верхнемиоценовые аллювиальные отложения (андассайская свита); 7 — верхнеолигоценовые отложения (асказансорская свита); 8 — верхнемеловые морские отложения; 9 — палеозойские отложения



Фиг. 33. Геологический профиль по линии горных выработок XIII/IX — XIII/IX.

1 — голоценовые аллювиальные отложения (чуйская свита); 2 — верхнелейстоценовые аллювиальные отложения (саройская свита); 3 — среднелейстоценовые аллювиальные отложения (шошнаулгенская свита); 4 — нижнелейстоценовые пролювиальные отложения (бурунтауская свита); 5 — эоплейстоценовые озерные отложения (кеншагырская свита); 6 — средне- и верхнемiocеновые аллювиальные отложения (андассайская свита); 7 — верхнеолигоценые аллювиальные отложения (асказансорская свита); 8 — верхнемеловые морские отложения; 9 — палеозойские отложения

Спорово-пыльцевые спектры глин кеншагырской свиты из скв. 28/1954

| Состав пыльцы | Обр. 28/5 | Обр. 28/11 | Обр. 28/15 | Обр. 28/16 | Обр. 28/19 |
|----------------------------|--------------------|------------|------------|------------|------------|
| | Глубина отбора в м | | | | |
| | 10 | 27,5 | 130 | 140 | 167,5 |
| <i>Alnus</i> | — | 2 | — | — | — |
| <i>Corylus</i> | — | 1 | — | — | — |
| Compositae | 1 | — | — | 2 | 3 |
| <i>Artemisia</i> | 20 | 8 | 7 | 30 | 53 |
| Chenopodiaceae | 50 | 13 | 21 | 60 | 52 |
| Polygonaceae | 1 | — | — | — | — |
| Gramineae | 1 | 3 | — | 4 | 2 |
| Leguminosae | 13 | — | — | 21 | — |
| Rosaceae | 12 | 2 | — | 15 | — |
| Valerianaceae | 11 | 2 | 12 | 5 | — |
| <i>Ephedra</i> | 1 | 1 | 1 | 2 | 1 |
| Разнотравье | 3 | 3 | — | 1 | — |

Юго-восточнее оз. Кокуйденкуль, выше по течению р. Чу, кеншагырская свита вскрыта в районе с. Фурмановки (скважины 10/1954 и 16/1953), где она образована желтовато-серыми глинами, серыми пылеватыми алевритами, коричневыми глинами с гравием и галькой, неполной мощностью около 100 м. На глубине 85 м (обр. 16/11) в коричневых глинах обнаружена пыльца недревесных растений (в зернах): *Artemisia* — 15, Chenopodiaceae — 40, Rosaceae — 19, Leguminosae — 6, Lythraceae — 2, Valerianaceae — 5, неопределенная пыльца — 1.

Юго-западнее с. Коктерек (скважины 15/1953 и 21/1954) верхняя часть кеншагырской свиты, залегающая под верхнеплейстоценовыми аллювиальными отложениями, образована желтыми и серыми известковистыми глинами, переслаивающимися с серыми известковистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками, серыми мелко- и среднезернистыми гравийными песками и темно-серыми галечниками. Последние состоят из галек кремнистых пород, кварца, гранитов, яшм, песчаников, кварцитов и эффузивов с красновато-серым мелко- и среднезернистым песком в заполнителе. Общая мощность этого горизонта 57 м, из которых 33 м приходится на глины и 24 м на песчаные породы. Ниже залегают желтовато-серые известковистые омарганцованные алевритистые глины неполной мощностью 40 м. Общая неполная мощность кеншагырской свиты 97 м.

Спорово-пыльцевой состав отложений, вскрытых скв. 15/1953, приведен в табл. 24; значительное количество пыльцы обнаружено только в двух образцах — 15/27 и 15/57, представленных гравийными песками; спектры их — обычные для степного ландшафта. В остальных образцах, представленных глинами, пыльцы или совсем нет, или она встречается в количестве не более 27 зерен. В образце 15/53 (на глубине 115 м), кроме пыльцы, обнаружены остракоды *Candoniella* sp.

Севернее и северо-восточнее с. Фурмановки, вблизи Чу-Илийских гор, отложения кеншагырской свиты обнажаются в склонах небольших логов, а также вскрыты скважинами. Это коричневые известковистые глины со значительным количеством плохо окатанной гальки и щебенки (щебнисто-

Спорово-пыльцевые спектры образцов пород кеншагырской свиты, отобранных из скв. 15/1953

| Состав пыльцы | Обр. 15/27 | Обр. 15/32 | Обр. 15/53 | Обр. 15/57 |
|---|--------------------|------------|------------|------------|
| | Глубина отбора в м | | | |
| | 83 | 91 | 115 | 119,5 |
| <i>Pinus silvestris</i> | — | — | — | 2 |
| <i>Betula</i> | 1 | — | — | 2 |
| Betulaceae | 1 | — | — | — |
| <i>Corylus</i> | — | 1 | — | — |
| Ulmaceae | — | 1 | — | — |
| <i>Myriophyllum alterniflorum</i> | — | — | — | 1 |
| <i>Artemisia</i> | 100 | 5 | 12 | 130 |
| <i>Leontice ineerta</i> | 1 | — | — | — |
| Caryophyllaceae | 3 | — | — | — |
| Chenopodiaceae | 94 | 4 | 12 | 90 |
| Typhaceae | — | — | — | 1 |
| Umbelliferae | 2 | — | — | — |
| <i>Ephedra</i> | — | — | 1 | 2 |
| Gramineae | 50 | — | 1 | 12 |
| Compositae | 1 | — | — | 1 |
| <i>Carduus</i> | — | — | — | 1 |
| <i>Centaurea</i> | 2 | — | — | 4 |
| <i>Achillea millefolium</i> | 2 | — | — | — |
| <i>Aster amellus</i> | — | — | — | 1 |
| <i>Scorzonera purpurea</i> | — | — | — | 3 |
| <i>Thalictrum</i> | 12 | — | — | 2 |
| Ranunculaceae | 1 | — | — | — |
| <i>Polygonum bistorta</i> | 2 | 1 | — | — |
| Polygonaceae | 8 | — | — | 20 |
| Papaveraceae | 10 | — | — | — |
| Cruciferae | 1 | — | — | — |
| Plantaginaceae | 2 | — | — | 6 |
| Rosaceae | — | — | — | 1 |
| Leguminosae | — | — | — | 1 |
| Сурепеае | — | — | — | 2 |
| Споры мха | 1 | — | — | — |
| Неопределенные зерна | 1 | — | 1 | 3 |

Таблица 25

Гранулометрический состав глин кеншагырской свиты из района логов Джидели и Джаксыталды (в %)

| № образца | Место взятия образца | Размер фракций в мм | | | | | | | | | |
|-----------|----------------------------|---------------------|------|------|------|-------|----------|----------|----------|-----------|-------|
| | | >5 | 5—3 | 3—2 | 2—1 | 1—0,5 | 0,5—0,25 | 0,25—0,1 | 0,1—0,05 | 0,05—0,01 | <0,01 |
| 1076 | Устье лога Джаксыталды . . | 5,28 | 5,94 | 7,92 | 6,28 | 14,61 | 7,60 | 5,52 | 1,34 | 3,58 | 41,93 |
| 10816 | Устье лога Джидели | 13,54 | 1,27 | 4,43 | 2,06 | 1,73 | 1,73 | 3,30 | 2,37 | 4,09 | 65,48 |

галечные глины), коричневые и серые сильно известковистые глины без гальки, но с прослоями гравелитов и известняков, серые пески. Изучение обнажений верхней части свиты показало, что плохо окатанные гальки представлены породами, слагающими горы Джамбул, Майжарылган и Хантау. Так например, в устьевой части лога Джаксыталды, берущего начало в горах Майжарылган, в глинах встречаются песчаники, серо-зеленые хлоритовые сланцы, кварц, породы зеленой метаморфической свиты и т. д.

Обломки кварца достигают 15 см в поперечнике; наряду с ними содержатся в незначительных количествах и хорошо окатанные гальки кварца, яшм, кварцитов и кремня, вымытые из более древних конгломератных толщ. По мере удаления от гор размеры обломков и их количество в глинах уменьшаются. Щебнистые глины наклонены к юго-западу под углом 15°.

Результаты гранулометрического анализа глин из устьев логов Джидели и Джаксыталды приведены в табл. 25 (по данным Е. Д. Поляковой за 1952 г.), из которой видно, что наряду с большим содержанием фракции < 0,01 мм имеется значительная примесь гравийно-галечного материала (до 19%).

Мощность пород кеншагырской свиты в этом районе достаточно велика. Так, в непосредственной близости от гор Джамбул (родник Чилибастау) она составит 40 м (скв. 8/1954), близ устья лога Сарыбулак Восточный — 100 м (скв. 11/1954), в устьевой части лога Шиентас (в 10 км южнее гор Майжарылган) скв. 43/1954 прошла по этим породам 168 м и не вышла из них. В 14 км южнее гор Хантау мощность пород описываемой свиты — 113 м (скв. 42/1954). Такие мощности свидетельствуют об интенсивных опусканиях прибортовой части Чуйской впадины в эоплейстоценовое время. Приводим разрезы двух упомянутых скважин.

В скважине 43/1954 под отложениями плейстоценового возраста, мощностью 12,5 м, вскрыты следующие породы:

Мощность в м

- | | | |
|----------------|--|------|
| Q ₁ | 1. Глины коричневые, известковистые, с включениями гравия и плохо окатанных галек (почти щебенки) размером 4—6 см, с известковистыми стяжениями. Количество щебенки местами достигает 30—40%. Она представлена кварцевыми порфирами, кремнистыми сланцами, яшмами и известняками. На глубине 20 м (обр. 43/14) в глинах встречено одно зерно <i>Chenopodiaceae</i> , а на глубине 58 м (обр. 43/22) — одно зерно <i>Artemisia</i> | 63 |
| | 2. Глины коричневые, известковистые, марганцовистые, с редкими известковистыми стяжениями, приуроченными к верхней части слоя. На глубине 93 м (обр. 43/31) обнаружена пыльца следующего состава (в зернах): <i>Compositae</i> — 1, <i>Artemisia</i> — 8, <i>Chenopodiaceae</i> — 9, <i>Gramineae</i> — 2, <i>Leguminosae</i> — 1, <i>Caryophyllaceae</i> — 1 | 40 |
| | 3. Глины коричневые, известковистые, с большим количеством известковистых стяжений | 53,3 |
| | 4. Алевриты желтовато-серые, с плохо окатанными зернами гравия, на глубине 170 м с остатками пыльцы и спор следующего состава (в зернах): <i>Pinus</i> — 2, <i>Pinus</i> подрода <i>Haploxyylon</i> — 1, <i>Fagus</i> — 1, <i>Cordaites</i> — 1, <i>Cycadaceae</i> — 1, <i>Compositae</i> — 3, <i>Artemisia</i> — 80, <i>Centaurea</i> — 1, <i>Aster</i> — 1, <i>Chenopodiaceae</i> — 245, <i>Gramineae</i> — 27, <i>Polygonum bistorta</i> — 2, <i>Leguminosae</i> — 6, <i>Caryophyllum</i> — 35, <i>Ephedra distachia</i> — 6, <i>Umbelliferae</i> — 4, <i>Cyperaceae</i> — 1, <i>Thalictrum</i> — 2, <i>Labiatae</i> — 1, <i>Polypodiaceae</i> — 6, <i>Lycopodiaceae</i> — 1 ¹ | 5 |
| | 5. Глины коричневые, сильноизвестковистые, крепкие; на глубине 175 м (обр. 43/63) встречено 3 зерна <i>Chenopodiaceae</i> | 6,7 |

¹ *Fagus*, *Cordaites* и *Cycadaceae*, несомненно, переотложены из более древних отложений. С перечисленной пыльцой не увязывается также присутствие спор *Polypodiaceae* и *Lycopodiaceae*. Они, по-видимому, также являются здесь случайными.

Скважиной 42/1954 под отложениями плейстоценового возраста, мощностью 13 м, вскрыты:

| | Мощность, в м |
|---|---------------|
| Q ₁ 1. Глины желтые, сильно известковистые, омарганцованные, с известковистыми включениями, с гравием в самой верхней части | 87 |
| 2. Гравелиты желтовато-серые; состоят в основном из зерен известняка и кварца сцементированных известковистым цементом. Размер гравийных зерен 2—4 мм. Эти гравелиты аналогичны гравелитам, слагающим основание кеншагырской свиты в 2 км восточнее останца Тортуль | 1,8 |
| 3. Песчаники красновато-серые, тонкозернистые | 1,2 |
| 4. Известняки темно-желтые с гнездами кристаллического гипса, песчанистые | 6 |
| В верхней части этого слоя обнаружена пыльца недревесных растений следующего состава (в зернах): <i>Corylus</i> — 2, <i>Artemisia</i> — 30, <i>Chenopodiaceae</i> — 84, <i>Leguminosae</i> — 30, <i>Valerianaceae</i> — 4, разнотравье — 1. | |
| 5. Гравелиты желтовато-серые, с известковистым цементом, с гнездами гипса. Зерна гравия состоят в основном из известняка. Аналогичен слою 2 | 0,5 |
| 6. Глины коричневые, известковистые | 13 |
| 8. Глины коричневые, сильно известковистые с включениями зерен гравия кварцевого состава и галек выветрелого гранита | 6 |

Ниже залегают песчаники силура.

Южнее с. Фурмановки кеншагырская свита вскрыта близ колодца Бескатынкудук, расположенного в 27 км к северу от ст. Луговой (за пределами района). Здесь в наиболее прогнутаой части Чуйской впадины мощность пород кеншагырской свиты равна 470 м (скв. 75/1956). Породы эти представлены исключительно однородными серыми и желтовато-серыми песчанистыми, местами слюдыстыми, известковистыми и загипсованными глинами с редкими прослоями серых алевроитов. Глины покрыты суглинисто-песчаными осадками нижнего плейстоцена и подстилаются светло-желтыми разнотравными (с преобладанием мелкозернистых), хорошо отмытыми кварцевыми песками предположительно верхнемиоценового возраста. На расстоянии 10 км к северо-востоку от колодца Бескатынкудук кеншагырская свита в верхней части представлена в основном светло-коричневыми известковистыми глинами (скв. 19/1954). Так как устья скважин 75/1956 и 18/1954 расположены на одной или почти на одной абсолютной высоте, а мощности нижнеплейстоценовых отложений, вскрытых ими, одинаковы (около 145 м), имеются все основания полагать, что серые глины кеншагырской свиты по простиранию сменяются коричневыми.

В серых и коричневых глинах, вскрытых скв. 18/1954, содержится небольшое количество пыльцы. На глубине 145 м (обр. 18/17) обнаружены (в зернах): *Artemisia* — 10, *Aster ammelus* — 1, *Chenopodiaceae* — 3, *Gramineae* — 2, разнотравье — 1. На глубине 174 м (обр. 18/22) встречены (в зернах): *Artemisia* — 13, *Chenopodiaceae* — 2, *Gramineae* — 1, *Polygonaceae* — 1, *Labiatae* — 1, *Wenturia tremulae* — 1, разнотравье — 1.

Описанные слои, выделенные под названием кеншагырской свиты на основании содержащихся в них остракод, по заключению М. И. Мандельштама имеют верхнеплиоценовый возраст. В 1959 г. по просьбе автора М. И. Мандельштам любезно просмотрел список остракод из кеншагырской свиты Причуйских степей (по сборам Н. Г. Шубиной и моим), подтвердив ранее сделанный им вывод. Характерными верхнеплиоценовыми формами из вышеперечисленных, по его мнению, являются: *Candona angulata* Müll.¹, *Eucypris numulis* Schneid., *Limnocythere* aff. *tenuireticulata* Suz., *L.* aff. *alveolata* Suz., *C.* cf. *detruncata* Suz. В подтверждение сказанного можно привести указание Х. М. Кулиевой (1957) о том, что *Candona angulata* Müll. — руководящая форма для верхних слоев акчагыла Туркме-

¹ Сейчас М. И. Мандельштам определяет эту форму как *Candoniella iliensis* Mand.

нии. Характерной формой для акчагыльских отложений является также *Limnocythere tenuireticulata* Suz. (Негодаев-Никонов, 1957). В Туркмении эта форма встречается только в нижнем апшероне (Кулиева, 1957).

Вероятно, большая часть осадков кеншагырской свиты возникла в обширном замкнутом бассейне, т. е. имеет преимущественно озерное происхождение. Вблизи Чу-Илийских гор генезис их частично также пролювиальный, а в пределах южной окраины Казахского нагорья — озерно-аллювиальный.

Можно высказать следующее соображение о солености причуйского эоплейстоценового бассейна. Наличие почти всюду в осадках таких типично пресноводных форм, как *Ilyocypris gibba* (Ramdohr), *Il. brady* Sars. а также остракод рода *Limnocythere*, подавляющее большинство видов которого — пресноводные (Бронштейн, 1947), позволяет предполагать, что этот бассейн был пресноводным или слабо солоноватым. Несомненно, по берегам этого, по-видимому, обширного водоема располагались лагуны с солоноватой водой, в которой жили *Candona neglecta* и другие солоноватоводные формы. По свидетельству Э. С. Бронштейна, *C. neglecta* известен «в порядочном количестве проб из оз. Иссык-Куль, а по Гиршману, рачок этот встречается в Балтийском море при солености 8,13‰ (1947, стр. 237). Э. С. Бронштейн указывает также, что эта форма «несомненно должна быть отнесена к стенотермично-холодолюбивым видам» (там же, стр. 237).

Приведенные выше спорово-пыльцевые спектры из пород кеншагырской свиты состоят почти исключительно из пыльцы недревесных растительных ассоциаций, в которых резко преобладают Chenopodiaceae (маревые) и Compositae (сложноцветные). Большое количество пыльцы семейства маревых принадлежит таким видам, как солянка (*Salsola*), солерос (*Saliocornia*) и сведа (*Suaeda*). Из сложноцветных только полынь (*Artemisia*) представлена в большом количестве, прочие же роды семейства Compositae встречаются единичными зернами. Следовательно, в эоплейстоцене в Причуйском районе господствовали полынно-солянковые степи, т. е. такие же, какие развиты здесь и в настоящее время. Отсюда можно сделать вывод, что климат в эоплейстоцене был аридным, близким к современному.

Аналогами кеншагырской свиты, помимо упоминавшихся илийской и палеовой свит, являются также: в Павлодарском Прииртышье — селетинская свита, возраст которой, по К. В. Никифоровой (1953), — верхний плиоцен; в равнинных и горных областях Казахстана — отложения VI этапа осадконакопления, которые, по данным Е. Д. Шлыгина, Д. Н. Казанли и В. В. Лаврова (1952), содержат остатки *Anancus arvernensis*, т. е. являются верхнеплиоценовыми; в предгорьях Памира и Тянь-Шаня — I и II буроцветные ритмосвиты, содержащие соответственно фаунистические остатки — *Elephas* cf. *meridionalis* и *Anancus arvernensis* (Попов, 1958). В районе северного окончания Каратау кеншагырской свите соответствуют отложения, содержащие, по данным В. С. Гринберга и В. Н. Кравчука за 1951 г., акчагыльскую фауну — *Limnocythere pradiginalis* Mand., *L. ex gr. pliocenica* Suz.

НИЖНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Аллювиальные отложения (муюнкумская свита) — Q₂¹

По данным Б. А. Федоровича (1952), Сыр-Дарья, так же как и ее прежний приток — р. Чу, возникла значительно позже Аму-Дарьи. Б. А. Федорович полагает, что климат Тянь-Шаня, где находятся верховья этих рек, на протяжении всего третичного периода был очень сухим; в многочис-

ленных впадинах здесь были расположены изолированные бессточные озера. В конце плиоцена, почти на границе его с четвертичным периодом, Тянь-Шань представлял высокогорную область, а «климат стал настолько влажным, что озерные котловины начали переполняться и переливать свои воды из одной в другую... Прорыв котловин Кара-Ходжур, Атбаши, Конурлен, Кочкорской, Кызыл-Суйской, Кеминской и спуск вод крупнейшей котловины Тянь-Шаня — Иссык-Кульской, происшедший уже в нижне-четвертичное время, привел к возникновению р. Чу, ставшей в это время притоком Сыр-Дарьи (Федорович, 1952, стр. 214). Эти выводы Б. А. Федоровича совпадают с изложенными выше моими данными, свидетельствующими о том, что возраст самой древней террасы р. Чу — именно нижнеплейстоценовый.

Доказательством того, что Тянь-Шань в нижнем плейстоцене стал высокогорной страной, служат значительная мощность (около 1000 м) и грубый характер нижнеплейстоценовых (верхнегобийских) конгломератов, развитых в предгорьях Тянь-Шаня (в частности, в районе Серафимовской антиклинали). Это привело к увеличению влажности в его пределах, к спуску эоплейстоценового озерного бассейна из Чуйской впадины и заложению р. Чу.

Поскольку нижнеплейстоценовые отложения развиты значительно южнее современной р. Чу, мы должны допустить, что Чу в то время протекала южнее, чем в настоящее время, и, по-видимому, заполняла своими осадками наиболее прогнутую часть Чуйской впадины к северу от хребтов Каратау и Киргизского. В дальнейшем, в связи с продолжавшимися поднятиями этих хребтов и примыкающей к ним части Чуйской впадины, р. Чу смещалась в северном направлении, оставляя после себя аккумулятивную песчаную равнину. Характерно, что в этом направлении, т. е. с юга на север, перемещались реки Аму-Дарья и Сыр-Дарья. В результате такого смещения и возникли обширные песчаные равнины, превратившиеся затем в современные Муюнкумы, Каракумы и Кызылкумы.

Абсолютные высоты поверхности нижнеплейстоценовой террасы к югу от уроч. Джидели изменяются от 340 до 360 м¹, а относительные (над урезом воды в р. Чу) — от 124 до 130 м. В районе колодца Бескатынкудук абсолютные высоты поверхности этой террасы увеличиваются до 600 м, а относительные — до 255 м. О составе отложений, образующих верхнюю часть нижнеплейстоценовой террасы к югу от уроч. Джидели, мы можем судить на основании описанных У. М. Ахмедсафиним колодцев Айчек, Мусабек, скв. 63.

Разрез колодца Айчек, расположенного в 30 км к юго-юго-западу то колодца Итыке (сверху вниз):

| | Мощность в м |
|--|--------------|
| Q ₂ ¹ 1. Пески мелкозернистые, желтовато-серые | 5,0 |
| 2. Пески среднезернистые, желтовато-серые, слабо увлажненные | 3,0 |
| 3. Суглинки желтовато-серые, уплотненные, с охристыми пятнами | 2,0 |
| 4. Пески мелкозернистые, желтовато-серые, увлажненные | 5,0 |
| 5. Суглинки серые, с охристыми пятнами, увлажненные | 3,1 |
| 6. Супесь желтовато-серая | 2,7 |
| 7. Пески тонкозернистые, желтоватые | 1,0 |
| 8. Суглинки желтоватые, с известковистыми конкрециями и охристыми пятнами. | 3,9 |
| 9. Пески мелкозернистые, желтовато-серые | 2,5 |
| 10. Глины желтоватые, с линзами супеси | 4,8 |
| 11. Пески тонкозернистые, желтовато-серые | 1,0 |
| 12. Суглинки плотные, желтовато-серые, с охристыми пятнами | 1,9 |
| 13. Пески мелкозернистые, желтовато-серые, местами слабо сцементированные. Пройденная мощность | 2,0 |

¹ Абсолютные отметки высот даются от поверхности днщ межгрядовых и межбугристых понижений.

Общая мощность вскрытой части отложений 38 м.

Разрез колодца Мусабек, расположенного в 20 км южнее колодца Айчек, т. е. южнее исследованной территории (сверху вниз):

| | Мощность в м |
|---|--------------|
| Q_2^1 1. Пески желтовато-серые, мелкозернистые, кварцево-полевошпатовые | 3,9 |
| 2. Пески мелкозернистые, желтоватые, с линзами супеси | 1,05 |
| 3. Пески мелкозернистые | 2,65 |
| 4. Суглинки увлажненные, плотные, желтовато-серые, с охристыми пятнами | 1,4 |
| 5. Супесь желтовато-серая, увлажненная | 0,45 |
| 6. Пески | 2,65 |
| 7. Суглинки тяжелые, желтовато-серые, с охристыми пятнами и песчано-известковистыми конкрециями | 4,7 |
| 8. Супесь желтоватая | 1,2 |
| 9. Глины голубовато-серые, с охристыми пятнами и известковистыми конкрециями, с линзами (мощностью до 0,5 м) желтовато-серых песков и супесей | 3,7 |
| 10. Пески мелкозернистые, желтоватые | 0,5 |
| 11. Супесь | 0,6 |
| 12. Пески мелкозернистые, желтовато-серые | 0,7 |
| 13. Пески тонкозернистые | 2,0 |
| 14. Песчаники, слабо сцементированные, серые с прослоями и линзами среднезернистого песка мощностью до 0,5 м | 2,3 |

Общая мощность вскрытой части отложений 27,8 м.

Разрез скважины 63, расположенной в 2 км южнее обследованной территории, по меридиану оз. Жаланап:

| | Мощность в м |
|--|--------------|
| Q_2^1 1. Пески тонкозернистые, пылеватые, сухие, серые | 0,9 |
| 2. Пески мелкозернистые, увлажненные, желтоватые, пылеватые | 3,4 |
| 3. Пески среднезернистые, увлажненные, желтовато-серые, с карбонатизированными прослойками | 1,0 |
| 4. Пески мелкозернистые, увлажненные, желтовато-серые, с линзами супеси | 1,7 |
| 5. Пески среднезернистые, увлажненные, желтовато-серые. Пройденная мощность | 1,5 |

Общая мощность вскрытой части отложений 8,5 м.

Приведенные разрезы показывают, что верхняя часть нижнеплейстоценовой террасы сложена мелкообломочными разностями — мелкозернистыми песками, суглинками и супесями.

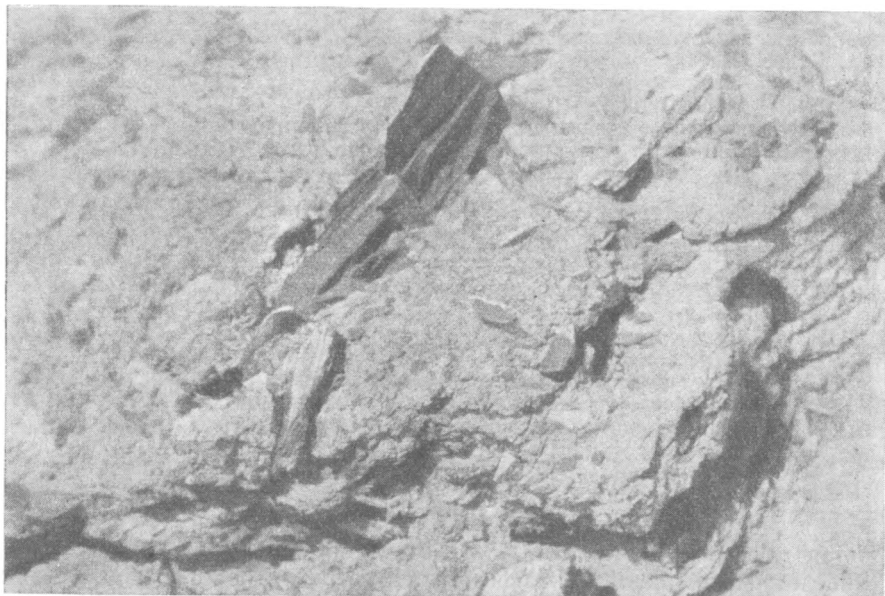
Гранулометрический анализ этих отложений, по данным У. М. Ахмедсафина за 1947 г., показывает, что преобладает фракция 0,25—0,05 мм, составляющая 60—80%. Нередко также образцы содержат частицы размером 0,01 мм — 0,005 мм, составляющие 50—70%. Содержание фракции <0,005 мм колеблется в пределах 8—12%. Пески состоят главным образом из кварца (от 44 до 80%), полевого шпата (от 7 до 18%) и обломков пород (от 2 до 12%). Зерна кварца прозрачные, неокатанные (остроугольные); зерна полевого шпата и обломки пород имеют слабую окатанность. Помимо аксессуарных минералов (роговой обманки, циркона, апатита, ильменита, эпидота), в образцах присутствуют также карбонаты в виде тонкой пыли, обволакивающей зерна.

Изучение керн по двум скважинам (75/1956 и 18/1954), пробуренным в районе колодца Бескатынкудук (Казахская гидрогеологическая экспедиция), показало, что муонкумская свита представлена желтовато-серыми кварцево-полевошпатовыми известковистыми алевролитами, серыми крепкими сильно известковистыми алевролитами (большую роль играют в разрезе скв. 18/1954), желтовато-серыми, местами горизонтально слоистыми супесями и суглинками, общей мощностью около 145 м. Ложем аллювия являются глины кеншагырской свиты.

На основании литологического состава нижнеплейстоценовых отложений можно считать, что речной поток того времени не отличался большой мощностью, а также быстротой течения воды вследствие того, что уклон ложа был незначителен (река текла по ровной поверхности бывшего дна эоплейстоценового озера). Маломощный поток блуждал в собственных наносах, в общем смещаясь к северу. Прогибания Чуйской впадины обусловили большую мощность аллювия.

Пролувиальные отложения (бурунтауская свита) — Q_2^1

Пролувиальные нижнеплейстоценовые отложения распространены в виде шлейфа у подножья Чу-Илийских гор и на северном склоне впадины Сарой. Они либо непосредственно выходят на дневную поверхность, либо



Фиг. 34. Глыбы кремнистого сланца в верхнегобийских конгломератах. Длина глыбы около 1 м. Правый склон р. Карчингалы близ соленого озера. Фото автора

погребены под более молодыми плейстоценовыми отложениями. Постельных являются породы асказансорской, андассайской и кеншагырской свит, иногда образования палеозоя. Во всех случаях отложения описываемого возраста залегают на лежащих ниже породах с размывом, а иногда — с угловым несогласием. По составу это главным образом своеобразные конгломерат-брекчии, в меньшей мере — галечники со щебенкой, гравий, пески и сильно известковистые глины. Конгломерат-брекчии состоят из плохо окатанных галек и щебенки размером от нескольких миллиметров до 2—3 см, с включением обломков размером 15—20 см и глыб — до 0,5—1,0 м (фиг. 34). Местами такие глыбы лежат на поверхности выходов конгломерат-брекчий, высвободившись из последних в результате выветривания. Изредка в конгломерат-брекчиях содержатся гнезда и линзы серого известковистого косослоистого песчаника. Как мелкие фракции конгломерат-брекчии, так и более крупные с включением глыб представлены исключительно породами, слагающими соседние горы. Так, у подножья гор Май-

жарылган конгломерат-брекчий состоит из хлоритовых и других сланцев, метаморфизованных песчаников, эффузивов, пироксенитов, серпентинитов и габбро. Цемент конгломерат-брекчий известковистый. Своей цементацией они резко отличаются от более молодых четвертичных пролювиальных осадков, обычно рыхлых. Слоистость в конгломерат-брекчиях часто отсутствует, иногда наблюдается четко выраженная горизонтальная (фиг. 35). Мощность их вблизи Чу-Илийских гор изменяется от 1 до 8 м.



Фиг. 35. Четко выраженная горизонтальная слоистость в нижнеплейстоценовых конгломерат-брекчиях в устьевой части лога Джилдан. Высота обнажения 2 м. Фото автора

С удалением от гор Чагырлы в западном направлении конгломерат-брекчий сменяются щебнисто-гравийными отложениями, лучше отсортированными и окатанными и слабее сцементированными (или даже вовсе рыхлыми). В них появляются прослойки песков и глин.

В 2 км к востоку от останца Торткуль бурунтауская свита имеет следующий состав (сверху вниз):

| | Мощность в м |
|---|--------------|
| Q_2^1 1. Щебень местных пород с песчано-гравийным заполнителем, сильно загипсованный. Размер щебенки 5—10 см | 0,7 |
| 2. Гравий, состоящий из плохо окатанных зерен кварца, сильно загипсованный, со щебнем размером 1—2 см и мелкой, плохо окатанной галькой | 0,2 |
| 3. Мергели загипсованные, глинистые, алевритистые. Содержание карбонатного вещества достигает почти 40% (табл. 26) | 0,7 |

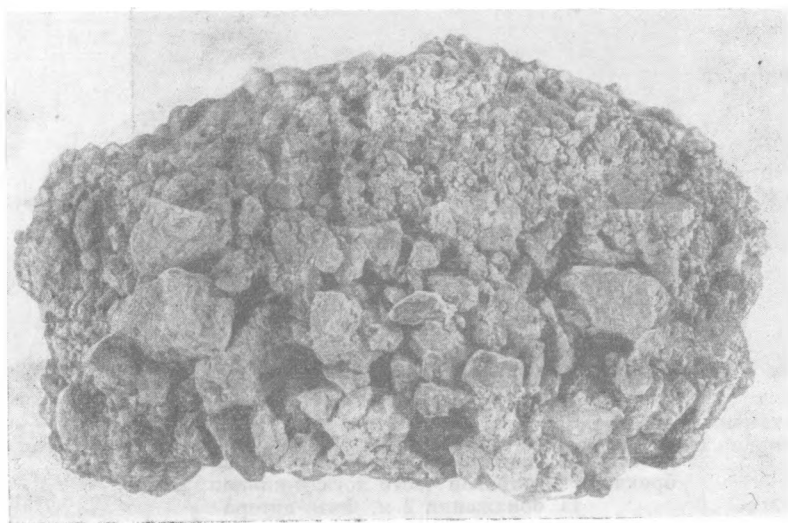
4. Глины коричневые до темно-коричневых, известковистые, гравийные (зерна гравия плохо окатаны, содержание их до 30%) 0,3
5. Гравий, состоящий из плохо окатанных зерен, с мелкой, плохо окатанной галькой, аналогичный слою 2, но меньше загипсованный 1,4
6. Конгломерат-брекчия серые, известковистые, неслоистые и песортированные, максимальный размер обломков 1,5 см (фиг. 36). Обнаружена пыльца (в зернах): *Artemisia* — 3, *Chenopodiaceae* — 12 0,8

Общая мощность пород бурунтауской свиты 4,1 м.
Ниже залегают глины кеншагырской свиты эоплейстоцена.

Т а б л и ц а 26

Гранулометрический состав (в %) мергеля и известковистой глины бурунтауской свиты из обнажения, расположенного в 2 км восточнее останца Торткуль

| № образца и слоя | Размер фракций в мм | | | | | Карбонатность |
|---------------------|---------------------|------------|-------------|--------------|--------|---------------|
| | <0,25 — 0,1 | 0,1 — 0,05 | 0,05 — 0,01 | 0,01 — 0,001 | <0,001 | |
| Обр. 28e, слой 3 | 6,62 | 3,80 | 11,95 | 33,28 | 44,35 | 38,6 |
| Обр. 158/10, слой 4 | 10,14 | 12,13 | 14,48 | 63,25 | | 19,2 |



Фиг. 36. Нижнеплейстоценовая конгломерат-брекчия из обнажения, расположенного в 2 км восточнее столового останца Торткуль. Нат. вел.

Оптические показатели глины бурунтауской свиты из этого обнажения следующие:

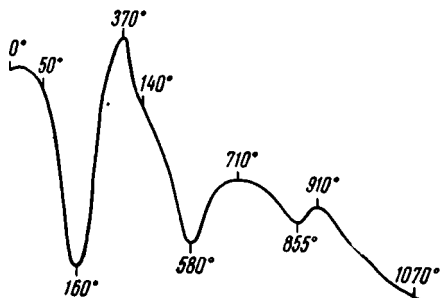
| | |
|-------------------|-------------------|
| Обр. 28e | Обр. 158/10 |
| $Ng' = 1,560$ | $Ng' = 1,574$ |
| $Np' = 1,543$ | $Np' = 1,562$ |
| $Ng - Np = 0,017$ | $Ng - Np = 0,012$ |

Приведенные данные указывают на гидрослюдистый состав глин. Кривая нагревания глинистой фракции из обр. 28e (слой 3) сходна с таковой глины

монтмориллонитового состава (фиг. 37). На основании этого можно предположительно считать, что состав глин из бурунтауской свиты — гидродлюдисто-монтмориллонитовый.

Шлихи, отмытые из отложений слоев 1, 4 и 6, состоят в основном из ильменита, гематита, магнетит-мартита и хромита, составляющих в сумме 90—96%. Содержание хромита в некоторых шлихах из глин достигает 39,2%. Среднее содержание его по трем шлихам равно 16,8%, т. е. относительно высокое. На основании этого можно считать, что отложения бурунтауской свиты в этом месте характеризуются ильменитовой с хромитом минералогической ассоциацией. Из других минералов встречены лимонит, гранат, эпидот, пироксен, циркон, барит, редкие зерна амфибола, сфена, ставролита, лейкоксена, турмалина и монацита. Выход шлиха из конгломерат-брекчий и глин равен 0,1 кг/м³, а из щебнистого слоя — 0,5 кг/м³.

К западу и югу от останца Торткуль нижнеплейстоценовые пролювиальные отложения принимают участие в сложении столовых возвышенностей. Пройденные здесь горные выработки (от лога Андассай через лог Кеншагыр до р. Карчингалы) показали, что нижнеплейстоценовый пролювий представлен в основном серыми щебнистыми галечниками, состоящими из галек плохой окатанности, с разнотельным песком в заполнителе, с ливзами серых кварцево-полевошпатовых песков и серых суглинков мощностью от 0,3 до 1,2 м. Галечники местами горизонтально-слоистые. Мощность пород свиты изменяется от 2,5 до 12 м, обычно же она равна 5—6 м. Они залегают с резким размывом на отложениях кеншагырской свиты, переходя с нее на породы андассайской свиты. Преобладающий размер галек 5—7 см. Изредка в них встречаются валуны до 18 см в поперечнике. Содержание гравийно-галечной фракции изменяется от 66,2 до 72% (табл. 27). Галечники состоят из галек песчаников, сланцев, кварцитов, порфиристов, порфиринов, гранитов, конгломератов, кварца, габбро и эпидозитов (табл. 28), т. е. из пород палеозойского возраста, развитых севернее. Форма галек уплощенная. Поверхность их часто покрыта известковой корочкой.



Фиг. 37. Кривая нагревания глинистой фракции (< 0,001 мм) бурунтауской свиты нижнего плейстоцена из обнажения, расположенного в 2 км восточнее столового останца Торткуль (обр. 28е)

Таблица 27

Гранулометрический состав щебнистых галечников бурунтауской свиты к югу и северу от лога Кеншагыр (в %)

| Место взятия образца | Размер фракций в мм | | | |
|----------------------------------|---------------------|------|--------|-------|
| | >8 | 8—2 | 2—0,01 | <0,01 |
| Южнее лога Кеншагыр | 32,5 | 39,5 | 20,0 | 8,0 |
| Севернее лога Кеншагыр | 22,5 | 43,7 | 27,6 | 6,2 |

Петрографический состав щебнистых галечников (фракции <3,2 и >1,6 см) бурунтауской свиты к югу и северу от лога Кеншагыр (в %)

| Место взятия пробы | Песчаники | Эпидиозиты | Сланцы | Кварциты | Порфириды | Конгломераты | Граниты | Порфиры | Габбро | Кварц |
|----------------------------------|-----------|------------|--------|----------|-----------|--------------|---------|---------|--------|-------|
| Южнее лога Кеншагыр | 40,6 | — | 48,5 | 4,4 | 2,0 | 2,0 | 1,2 | 0,3 | 0,2 | 0,8 |
| Севернее лога Кеншагыр | 30,3 | 0,2 | 11,2 | 14,8 | 9,6 | 10,2 | 13,9 | 4,2 | — | 2,6 |

Приводим разрез наиболее глубокого шурфа, расположенного в 1,5 км к северу от устьевой части лога Кеншагыр. В нем под серыми суглинками голоценового возраста вскрыты следующие слои:

Мощность в м

- Q₂¹
1. Галечник серый, горизонтально-слоистый, с линзами желтовато-серого кварцево-полевошпатового песка мощностью 0,9 м; в заполнителе — грубозернистый песок с суглинком. Галька окатана плохо. Содержание галек около 60%, размер до 6 см 3,8
 2. Галечник серый. Гальки плохо окатаны и включены в разнозернистый песок без примеси глины и суглинка. Содержание галек около 30%, размер до 4 см 1,9
 3. Пески светло-серые, мелкозернистые, кварцево-полевошпатовые 0,3
 4. Галечники серые. Плохо окатанные гальки включены в разнозернистый песок без примеси глины и суглинка. Содержание галек около 30%, размер до 4 см. В галечниках наблюдаются линзы желтовато-серых кварцево-полевошпатовых мелкозернистых песков мощностью 0,6—1 м 3,2
 5. Галечники, аналогичные слою 4 2,8

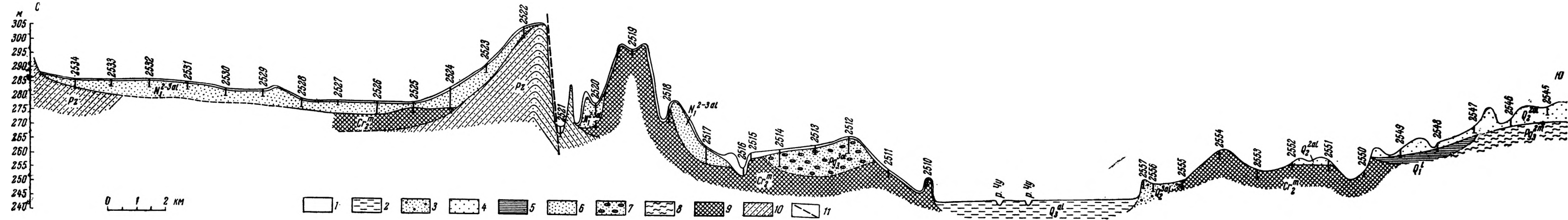
Общая мощность пород бурунтауской свиты 12 м.

Ниже залегают красно-бурые глины андассайской свиты.

Шлихи из щебнистых галечников состоят в основном из магнетит-мартиита, хромита, ильменита и гематита, составляющих в сумме 93—96%. Среднее содержание хромита 10,5%, а ильменита — около 30%. Они образуют ильменитовую с хромитом минералогическую ассоциацию. Содержание лимонита изменяется от 0,5 до 5,7%, а эпидота — от 0,5 до 2,5%. Такие минералы, как пироксен, амфибол, гранат, сфен, циркон, лейкоксен, содержатся в количестве десятых долей процента, а апатит, анатаз, монацит, флюорит, шеелит и ставролит — редкими и единичными знаками. Средний выход шлиха — около 0,9 кг/м³.

На северном склоне впадины Сарой (к западу и востоку от лога Коктал) бурунтауская свита нижнего плейстоцена образована серым гравием, состоящим из зерен слабой и плохой окатанности, включенных в серый и желтовато-серый кварцево-полевошпатовый песок. Среди гравия встречаются также мелкие, плохо окатанные гальки в количестве 2—5%. Состав зерен гравия и галек: песчаники, кварц, кислые эффузивы, кварциты. Преобладающий размер зерен гравия 0,3—0,4 см. Мощность пород свиты не превышает 2 м (фиг. 38).

Шлихи, отмытые из гравия, состоят преимущественно из ильменита, гематита и магнетит-мартиита, сумма которых составляет около 90%. Среднее содержание граната 3,2%, а эпидота — 3,6%. Они вместе с ильменитом образуют ильменитовую с гранатом и эпидотом минералогическую



Фиг. 40. Геологический профиль по линии горных выработок XLIV/XLVIII—XLIV/XLVIII.

1 — четвертичные отложения нерасчлененные; 2 — голоценовые аллювиальные отложения (чуйская свита); 3 — верхнеплейстоценовые аллювиальные отложения (саройская свита); 4 — среднеплейстоценовые аллювиальные отложения (шошнаульгенская свита); 5 — эоплейстоценовые озерные отложения (кеншагырская свита); 6 — средне- и верхнеплейстоценовые аллювиальные отложения (андассайская свита); 7 — верхнеолигоценые аллювиальные отложения (асказансорская свита); 8 — среднеолигоценые морские отложения (бестюбинская свита); 9 — верхнемеловые морские отложения; 10 — палеозойские отложения; 11 — предполагаемая линия разлома; номера шурфов — 2510

ассоциацию. Из других минералов, встречающихся в небольших количествах, отметим сфен (1%), циркон (0,6%), барит (0,4%). Редкими знаками встречаются хромит, амфибол, пироксен, ставролит, рутил, лейкоксен, анатаз, турмалин, апатит и монацит. Средний выход шлиха — 1,3 кг/м³. Таким образом, с удалением от гор Чагырлы количественный минералогический состав пород бурунтауской свиты изменяется, а минералогическая ассоциация их близка к таковой из пород асказансорской и андасайской свит. Возможно, что это связано с размывом в районе лога Коктал пород асказансорской свиты во время отложения бурунтауской свиты.

К юго-востоку от столовых возвышенностей обнажения пород бурунтауской свиты развиты в районе родника Чилибастау, в логах Джидели, Сарыбулак Западный, Шиентас, Сункар и Кишкине-Джидели. Всюду это серые конгломерат-брекчии, местами переслаивающиеся с щебнистыми галечниками. Мощность пород свиты непостоянна, что связано с последующим размывом отложений. Там, где они образуют основание конусов выноса, т. е. залегают в основании среднеплейстоценовых отложений, которые перекрываются верхнеплейстоценовыми, а последние — голоценовыми, мощность их не превышает 1,5 м (лога Сарыбулак Западный и Шиентас). Наоборот, там, где они выходят на поверхность, мощность их увеличивается до 8 м (лог Сункар). В последнем случае они участвуют в сложении самой высокой террасы и представлены конгломерат-брекчиями и щебнистыми галечниками (с линзами гравийных песков мощностью до 0,7 м), переслаивающимися между собой.

Шлихи из нижнеплейстоценовых отложений лога Сункар (из конгломерат-брекчий и щебнистых галечников) состоят преимущественно из магнетит-мартиита, гематита и ильменита. Из других минералов, встречающихся в небольших количествах, обнаружены хромит, эпидот, гранат, рутил, циркон, турмалин, пироксен, амфибол, барит, сфен и редкие знаки лейкоксена, ставролита, дистена и анатаза. Так как в некоторых шлихах хромит преобладает над остальными минералами (хотя содержание в целом не превышает 40 г/м³, т. е. очень низкое), можно считать, что осадки свиты, как и к юго-западу от гор Чагырлы, характеризуются ильменитовой с хромитом минералогической ассоциацией, а выход шлиха из них не более 1,2 кг/м³.

Относительно происхождения верхнегобийских конгломератов существуют такие мнения. В. А. Обручев (1940) считает их селевыми образованиями, возникшими в тот период, когда долины достигли стадии зрелости, когда осадки стали выпадать не регулярно, а периодически, в виде ливней, создававших селевые потоки.

О. С. Вялов указывает, «что верхнегобийский конгломерат может быть и гравийником и песчаником, в зависимости от характера размывающихся пород, рельефа окружающей местности и положения данного участка в верхней или нижней части долины» (1940, стр. 69). По его мнению, возникновение верхнегобийских конгломератов связано с поднятиями в конце третичного и в начале четвертичного периода и не ограничивается лишь стадией старости долин, как думает В. А. Обручев. «Даже в ранние стадии цикла, — указывает О. С. Вялов, — когда разрушение преобладало над отложением, последнее происходило все-таки дальше от области разрушения, от размываемых возвышенностей, на равнине, куда потоками выносился обломочный материал. Образовавшиеся там слои также являются верхнегобийскими» (там же).

Литологические особенности верхнегобийской конгломерат-брекчии Чу-Илийских гор (отсутствие сортировки, а также залегание в виде шлейфа) неоспоримо свидетельствует о том, что она возникла в результате селевых выносов.

Исключительно серый цвет аллювиальных и пролювиальных пород нижнего плейстоцена дает основание предполагать, что климат в нижнем плейстоцене в Причуйских степях, по-видимому, стал несколько холоднее по сравнению с эоплейстоценом, хотя в общем по своему характеру оставался близким к климату предшествующей эпохи, т. е. был засушливым, сходным с современными.

Для фауны млекопитающих из нижнеплейстоценовых отложений соседних районов Казахстана характерен умеренный климат и в ее составе холодолюбивые формы отсутствуют. В условиях такого резкоконтинентального климата, естественно, господствовало интенсивное физическое выветривание не защищенных растительностью горных пород, слагавших Чу-Илийские горы. Вследствие быстрого весеннего снеготаяния и редких летних ливней огромные массы щебня в виде грязевых потоков выносились к подножью гор, сглаживая все неровности рельефа. При этом возникали небольшие мелководные озера, в которых отлагались суглинки и мергели.

Говоря о засушливых климатических условиях нижнеплейстоценового века, следует отметить, что они не были настолько сухими, чтобы не могла образоваться кора химического выветривания. В более влажные сезоны года горные породы Чу-Илийских гор несомненно подвергались химическому выветриванию с образованием карбонатов, которые, проникая в пролювиальные накопления, цементировали их. Возможно, что какая-то часть известковистого материала могла поступать в описываемые отложения из более древней (например, эоплейстоценовой) коры выветривания, из которой карбонаты не были полностью выщелочены. Другим путем (например, в результате размыва известняков или мергелей) известковистый материал не мог поступать в формировавшиеся осадки, потому что указанные породы в Чу-Илийских горах отсутствуют.

Изучая характер залегания верхнеобийской конгломерат-брекчии, можно заметить, что она местами прослеживается в виде отдельных останцов в различных участках спускающихся с Чу-Илийских гор долин: в верховье, средней и устьевой частях. Так как долины, в которых формировалась конгломерат-брекчия, имели значительный уклон в сторону Чуйской впадины, то, естественно, в разных участках их конгломерат-брекчии отлагались на разной высоте. Если к этому добавить последующие дифференцированные тектонические движения (подъем в предгорной и горной части и опускание в Чуйской впадине), то станет понятным, почему в настоящее время конгломерат-брекчия залегает на различных гипсометрических уровнях. Д. И. Яковлев (1941) это явление объяснял наличием разрывных дислокаций, что нельзя считать обоснованным.

СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Аллювиальные отложения (шошкаульгенская свита) — Q_2^{al1}

Среднеплейстоценовая терраса развита к северу от нижнеплейстоценовой и отделена от последней ясно выраженным уступом. Это свидетельствует о том, что Пра-Чу в среднеплейстоценовое время переместилась в северном направлении. Терраса, о которой идет речь, расположена как на левом, так и на правом склоне долины р. Чу. Поверхность левобережной террасы имеет четкий уклон с востока на запад, т. е. вниз по течению р. Чу, и с юга на север, в сторону русла. В строении террасы принимают участие серые гравийные пески с линзами известковистых песчаников, пески с гравием и гальками, пески без гравия, алевроиты, суглинки и супеси.

В западной части исследованной территории (линии горных выработок XLVI/L, XLV/XLIX, XLIV/XLVIII и XXXVIII) она сложена серыми гравийными кварцево-полевошпатовыми песками, такими же песками без гравия, перекрытыми иногда серыми суглинками или супесями небольшой мощности (от 0,3 до 1 м). Общая мощность отложений не превышает 5 м.

Характерной особенностью среднеплейстоценовых песков этой части долины р. Чу является исключительная бедность их тяжелыми минералами. Выход шлиха из них не превышает $0,07 \text{ кг/м}^3$; местами снижается до $0,01 \text{ кг/м}^3$. Минералогический состав шлихов отличается от таковых из более древних отложений тем, что здесь доминирует не ильменит, а эпидот. Среднее содержание ильменита 9,1%, а эпидота — 11,7%. Вместе с гранатом, среднее содержание которого равно 5,4%, они образуют эпидотовую с ильменитом и гранатом минералогическую ассоциацию. Кроме перечисленных минералов, здесь по-прежнему много гематита (около 50%), встречаются магнетит (около 8%), мартит, лимонит, рутил, циркон, турмалин, амфибол, барит, сфен, лейкоксен, ставролит и дистен, а также редкие знаки хромита, пироксена, апатита и корунда.

Уменьшение содержания ильменита в описываемых отложениях, по-видимому, можно объяснить изменением питающей провинции, которой начиная с нижнего плейстоцена стал Тянь-Шань. Так как главная область питания р. Чу была расположена в верховьях, где мало выходов ультраосновных пород, являющихся поставщиком ильменита, то он и не мог попасть в большое количество в среднеплейстоценовые пески. Продукты же размыва Чу-Илийских гор, где имеются массивы ультраосновных пород, не достигали протекавшей на значительном удалении от них среднеплейстоценовой Пра-Чу или поступали в реку в небольшом количестве. В верхнеолигоценовое время протекавшая вблизи Чу-Илийских возвышенностей верхнеолигоценовая Пра-Чу, наоборот, обильно снабжалась продуктами размыва ультраосновных пород. Незначительное содержание шлиха в среднеплейстоценовом аллювии, возможно, обусловлено значительной удаленностью района указанных линий горных выработок от области сноса. Тяжелые минералы в среднеплейстоценовой Пра-Чу осаждались ближе к области сноса, а сюда попадали в небольшом количестве. Возможно также, что в породах тяньшаньской питающей провинции содержится меньше тяжелых минералов, чем в породах чу-илийской.

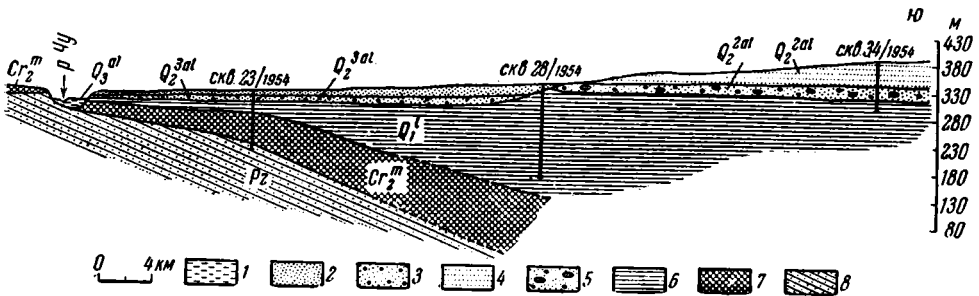
В 55 км восточнее, т. е. выше по течению р. Чу, отложения шощкаульгенской свиты вскрыты скважинами, расположенными к югу от колодца Молдыбай. В скв. 26/1954, пробуренной в 20 км к югу от указанного колодца, они представлены желтовато-серыми кварцево-полевошпатовыми известковистыми крупными алевритами, местами с зернами песка и линзами серых сильно известковистых алевролитов, общей мощностью 24,5 м. Алевриты хорошо отмыты и отсортированы. В интервале глубин 15—17,1 м в них имеется прослой серой сильно известковистой глины. Содержание зерен песка в алевритах не превышает 10%. Окатанность их средняя и хорошая. Среднеплейстоценовые осадки подстилаются желтыми загипсованными глинами кеншагырской свиты. ▶▶▶

В 22 км южнее описанной скважины (уже за пределами исследованной территории, так как скв. 26/1954 расположена на самой южной границе) среднеплейстоценовые отложения также представлены желтовато-серыми, хорошо отмытыми и отсортированными песчаными крупными алевритами с прослоями серых сильно известковистых мелкозернистых песчаников, общей мощностью 32 м (скв. 32/1954). Ниже залегают коричневые загипсованные глины кеншагырской свиты эоценового периода.

Другое строение шощкаульгенской свиты наблюдается еще восточнее. Так, в 20 км к востоку от скв. 32/1954 (приблизительно на меридиане уроч. Каратал) она представлена следующими слоями (скв. 34/1954; сверху вниз):

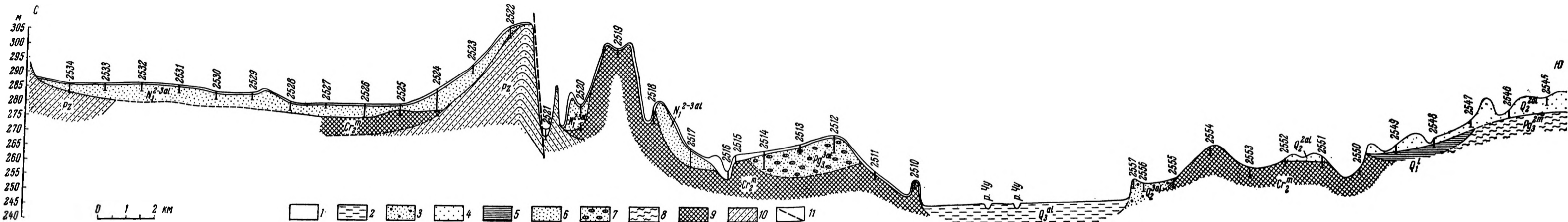
| | |
|---|-----|
| Q ₂ ² 1. Алевриты желтовато-серые, хорошо отмытые и отсортированные, с включениями серых и светло-серых крепких известковистых песчаников | 28 |
| 2. Алевриты желтовато-серые, слюдястые, хорошо отмытые и отсортированные, с включениями серых крепких известковистых песчаников и отдельных галек размером 1—2 см | 15 |
| 3. Песчаники серые, известковистые, мелкозернистые, крепкие | 0,5 |
| 4. Алевриты желтовато-серые, с обломками серых известковистых песчаников | 2,5 |
| 5. Пески серые, крупнозернистые, со слабо окатанными гравием и галькой. Гравия и гальки содержится около 15%. Встречаются также включения обломков известковистых конгломератов и серых известковистых песчаников | 1 |
| 6. Галечники-речники. Гальки окатаны слабо, размер их 1—5 см. Вместе с гальками встречаются обломки серых известковистых песчаников | 1 |
| 7. Пески серые, средне- и крупнозернистые, с гравием (10%), с обломками серых известковистых песчаников | 3 |
| 8. Пески серые, средне- и крупнозернистые, с мелкими гальками (30%), с обломками серых известковистых песчаников | 5 |
| 9. Пески серые, средне- и крупнозернистые, с гравием и мелкими гальками. Гальки слабо окатаны и представлены в основном кремнистыми породами. Окатанность гравия средняя | 2 |
| 10. Пески серые, мелкозернистые, хорошо отмытые и отсортированные, с включениями отдельных галек | 7 |
| 11. Пески серые, мелко- и среднезернистые, с зернами гравия и с галькой (содержание галек около 5%), с обломками серых известковистых песчаников | 5 |
| 12. Пески серые, мелко- и среднезернистые, с гравием и галькой, содержание которых достигает 15% | 1 |

Ниже идут светло-желтые глины эоплейстоценового возраста (Q₁). Разрез ясно показывает, что аллювиальные отложения могут быть подразделены на две толщи: алевритовую мощностью 46 м в верхней части и песчано-галечную мощностью 25 м — в нижней. Общая мощность пород среднего плейстоцена 71 м (фиг. 39).



Фиг. 39. Схематический геологический профиль участка к югу от уроч. Каратал.
 1 — суглинки голопесенные. Верхнеплейстоценовые отложения (сарайская свита); 2 — алевриты; 3 — пески гравийные. Среднеплейстоценовые отложения (тошкаульгенская свита); 4 — алевриты; 5 — пески гравийные с галькой; 6 — отложения эоплейстоцена (кейшагырская свита); 7 — отложения верхнего мела; 8 — палеозойские отложения

Юго-восточнее, в районе урочища Сарыкубу и Шошкаульген аллювиальные отложения среднего плейстоцена представлены крупными алевритами мощностью более 192 м (скв. 14/1953). Алевриты желтовато-серые, кварцево-полевошпатовые, известковистые, неокатанные, но хорошо отмытые и отсортированные, с прослоями серого сильно известковистого алевролита и с включениями известковистых стяжений. В 20 км севернее отмеченного пункта (у колодца Карасарт) развиты те же алевриты, в которых имеется прослой серого с желтоватым оттенком суглинка мощностью 3,4 м (в интервале глубин 128,8—132,2 м). Неполная мощность отложений свиты



Фиг. 40. Геологический профиль по линии горных выработок XLIV/XLVIII—XLIV/XLVIII.

1 — четвертичные отложения нерасчлененные; 2 — голоценовые аллювиальные отложения (чуйская свита); 3 — верхнеплейстоценовые аллювиальные отложения (саройская свита); 4 — среднеплейстоценовые аллювиальные отложения (шошкаульгенская свита); 5 — эоплейстоценовые озерные отложения (нейшагырская свита); 6 — средне- и верхнемиоценовые аллювиальные отложения (андассайская свита); 7 — верхнеолигоценовые аллювиальные отложения (асказансорская свита); 8 — среднеолигоценовые морские отложения (бестюбинская свита); 9 — верхнемеловые морские отложения; 10 — палеозойские отложения; 11 — предполагаемая линия разлома; номера шурфов — 2510

в этом месте 147,5 м (скв. 12/1952). Результаты гранулометрического анализа (по данным М. С. Кан за 1954 г.) показывают, что в составе отложений резко преобладает фракция 0,2—0,05 мм, содержание которой не падает ниже 83,6% (табл. 29). Максимальное содержание песчаных зерен не превышает 12,6%.

Таблица 29

Гранулометрический состав (в %) среднеплейстоценовых осадков из уроч. Шошкаульген (скв. 14/1953) и из района колодца Карасарт (скв. 12/1952)

| № скважины | Глубина отбора проб в м | Размер фракций в мм | | | | |
|------------|-------------------------|---------------------|---------|----------|------------|--------|
| | | <1>0,5 | 0,5—0,2 | 0,2—0,05 | 0,05—0,005 | <0,005 |
| 12/1952 | 10 | 2,6 | 6 | 88,2 | 2,0 | 1,2 |
| | 45 | 1,0 | 10,6 | 84,6 | 1,6 | 2,2 |
| | 80 | 0,2 | 12,4 | 85,0 | 1,0 | 1,4 |
| | 128,3 | 0,4 | 7,4 | 83,6 | 4,0 | 4,6 |
| | 146,0 | 0,8 | 4,0 | 89,0 | 2,4 | 3,8 |
| 14/1953 | 15,4 | 0,9 | 5,1 | 92,0 | 1,0 | 1,0 |
| | 42,0 | 0,6 | 5,9 | 90,8 | 1,2 | 1,5 |
| | 100,0 | 0,2 | 1,4 | 93,8 | 2,0 | 2,6 |
| | 127,0 | 0,1 | 3,6 | 91,2 | 2,2 | 2,9 |
| | 185,0 | — | 3,4 | 88,2 | 3,0 | 5,4 |

Интересно проследить изменение высоты поверхности среднеплейстоценовой террасы на описанном отрезке, а также высоты ложа образующих ее осадков. В районе урочищ Сарыкобу и Шошкаульген ее относительная высота для средней части равна 120 м, абсолютная — 470 м. Ширина террасы, по-видимому, не менее 40 км. Постель отложений опущена ниже русла более чем на 60 м. Западнее, в районе скв. 34/1954, относительная высота террасы 100 м, абсолютная — 380 м. Ложе осадков находится на 30 м выше уреза воды¹. Двигаясь дальше к западу, замечаем, что относительная высота поверхности ложа среднеплейстоценовых отложений снижается, а потом снова повышается. В районе линий горных выработок XXXVIII и XLIV/XLVIII она составляет около 20 м (фиг. 40), в районе линии горных выработок XLV/XLIX — 30 м и в районе линии горных выработок XLVI/L — 35 м. Абсолютная высота поверхности террасы в последнем пункте 260 м, т. е. на 210 м ниже, чем в районе урочищ Сарыкобу и Шошкаульген, а ширина ее здесь только 10 км.

Приведенные данные о положении ложа среднеплейстоценовых отложений и их мощности позволяют сделать вывод о том, что на отрезке уроч. Шошкаульген — меридиан оз. Кокуйденкуль в среднем плейстоцене была область интенсивных опусканий. К западу от уроч. Каратал она сменялась областью относительных поднятий; в пределах Чуйской впадины в это время проявлялись резко дифференцированные тектонические движения. Впоследствии, в связи с продолжавшимися воздыманиями Киргизского хребта, поднятиями была захвачена и Шошкаульгенская зона опусканий. В результате этого поверхность среднеплейстоценовой террасы

¹ Абсолютные и относительные высоты этой террасы у устья скважин 12/1952 и 34/1954 несколько отличаются от ее средних высот в этих местах, указанных в тексте.

здесь оказалась на значительной высоте и приобрела наклон в сторону от хребта.

Западнее уроч. Каратал, в суженном участке долины среднеплейстоценовой Пра-Чу, где мощность аллювиальной свиты не превышает 5 м, гравийные пески в основании свиты представлены русловой фацией, а покрывающие их суглинки или супеси — пойменной. Эти фации возникли геологически более или менее одновременно, в результате бокового смещения потока при неизменном режиме реки в целом. Русловая и пойменная фации идентичны таковым в понимании Е. В. Шанцера (1951). Русловая фация в этой области преобладает над пойменной.

Юго-восточнее уроч. Каратал мощность аллювиальной свиты возрастает до 71 м на меридиане оз. Кокуйденкуль и превышает 192 м в районе уроч. Шошкаульген. Очевидно, что в районе скв. 34/1954 галечные пески основания свиты, мощностью 25 м, и покрывающие их алевриты, мощностью 46 м, нельзя считать идентичными русловой и пойменной фациям в понимании Е. В. Шанцера, так как невозможно представить себе пойма такой высоты; тем более неправильным было бы такое утверждение для района уроч. Шошкаульген, где мощность алевритов более 192 м. По-видимому, пески и галечные пески нижней толщи образовались тогда, когда речной поток Пра-Чу в этой области был достаточно мощным. Если исходить из факта, что обе эти толщи возникли в среднем плейстоцене, то время формирования нижней из них падает на первую половину среднего плейстоцена. Характер отложений нижней толщи позволяет думать, что она является аналогом руслового аллювия равнинных рек. При этом пески мощностью 7 м, возможно, являются боковой субфацией, а подстилающие и покрывающие их галечные пески — стречневой (см. разрез скв. 34/1954). Следует заметить, что указанная мощность нижней толщи (25 м), превышающая нормальную для аллювия равнинных рек, может указывать на тектонические опускания описываемого участка в первой половине среднего плейстоцена.

Во второй половине среднего плейстоцена мощность потока Пра-Чу, судя по характеру отложений, несомненно, уменьшилась. В описываемой области он стал дробиться на многочисленные медленно текущие рукава, в которых отлагались алевриты, часто песчаные. Более того, по аналогии с современными «разливами» р. Чу течение в руслах на протяжении большей части года вообще отсутствовало. Возникавшие при этом русловые осадки (алеваиты) по своей гранулометрической характеристике были близки к пойменным, образующимся во время половодья на междуречных участках. Наличие алевритов, а также и суглинков в составе пойменной фации верхней толщи можно объяснить особенностями тяньшаньской питающей провинции, в пределах которой резко преобладало механическое выветривание. Глинистые продукты при этом почти не возникали и, следовательно, не могли поступать в значительных количествах в среднеплейстоценовую Пра-Чу. Однако, говоря об однородности в общем пород описываемой толщи, следует указать, что при более детальном изучении ее в разрезах скважин можно выявить пачки с заметно различным гранулометрическим составом. Так, содержание фракции 0,5—0,2 мм в скв. 12/1952 на глубине 80 м равно 12,4%, а на глубине 146 м — только 4%, т. е. в 3 раза меньше (табл. 29). Вероятно, верхняя песчано-алеваитовая пачка является русловой фацией, а нижняя алевритовая — пойменной. К сожалению, на основании просмотра керна невозможно отделить русловую фацию от пойменной по текстурным особенностям. В естественных обнажениях (или горных выработках) отделение одной фации от другой по этим особенностям, видимо, не вызывало бы затруднений. Так как русла с течением времени мигрировали в разных направлениях, то русловая и пойменная фации тесно переплетались между собой.

Наращивание осадков вследствие непрерывного опускания привело к многократному сложному чередованию в разрезе русловой и пойменной фаций.

Из изложенного вытекает, что формирование шошкаульгенской аллювиальной свиты юго-восточнее уроч. Каратал происходило не так, как это указывает Е. В. Шанцер (1951) для равнинных рек умеренного пояса. Этот аллювий по своей динамической фазе соответствует насталяемому, или констративному аллювию по В. В. Ламакину (1948). Следовательно, шошкаульгенская аллювиальная свита в районе уроч. Шошкаульген и к югу от оз. Кокуйденкуль, скорее всего, состоит из двух аллювиальных подсвит: нижнешошкаульгенской (песчано-галечной), возникшей в первой половине среднего плейстоцена, и верхнешошкаульгенской (преимущественно алевритовой), сформировавшейся во второй половине среднего плейстоцена.

Неодинаковые условия формирования аллювиальной свиты в разных участках долины наложили отпечаток на литологические особенности фаций, в частности — пойменной. В суженном участке долины шло многократное наложение суглинков друг на друга, приведшее к образованию четко выраженного суглинистого горизонта. В расширенном участке последний расщеплен на мелкие пачки среди алевритовой толщи.

Гравийные пески и суглинки шошкаульгенской свиты в области относительных поднятий сформировались, вероятно, в первой половине среднего плейстоцена. Во второй половине среднего плейстоцена, когда в области «разливов» среднеплейстоценовой Пра-Чу отлагались алевриты и суглинки, здесь происходило переывание ранее образовавшегося аллювия на одних и тех же отметках, т. е. аллювий носил перстративный характер (по В. В. Ламакину).

Сравнивая верхне- и нижнешошкаульгенскую подсвиты, нетрудно заметить, что мощность первой в 2 раза (и, по-видимому, больше чем в 2 раза) превышает мощность второй. Это может указывать на то, что нижняя толща сформировалась в отрезок времени, в 2 раза меньший, чем потребовалось на формирование верхней толщи (при условии равномерных тектонических опусканий).

На правобережье р. Чу среднеплейстоценовая терраса развита в районе колхоза «Коктобе» (в самой юго-восточной части района исследований). Здесь она сложена серыми гравийными кварцево-полевошпатовыми песками внизу и супесями вверху. Мощность свиты вблизи выходов пород палеозоя — 12 м; к западу, близ ее бровки, она увеличивается до 24 м. Соотношение песков и супесей равно 1 : 1. Осадки этой террасы не лишены органических остатков. В районе колхоза «Новый Путь», расположенного на правом берегу р. Чу в 30 км выше колхоза «Коктобе» (за пределами района), среднеплейстоценовая терраса, высотой 12 м, образована серыми кварцево-полевошпатовыми песками с прослоями гравелитов внизу и серыми суглинками вверху. Мощность суглинков 7 м, а видимая мощность песков 5 м. В суглинках много остатков раковин моллюсков (определение Т. М. Микулиной) *Eulota (Lencozonella) rubens* (Mart.) и меньше *Succinea putris* (L.), которые живут здесь и сейчас. В алевритах, вскрытых скв. 26/1954, обнаружена пыльца, состав которой приведен в табл. 30.

В спорово-пыльцевых спектрах из среднеплейстоценовых отложений резко преобладает пыльца недревесных растительных пород, которые процарастают здесь и в настоящее время. Следовательно, в долине среднеплейстоценовой Пра-Чу растительный покров был аналогичен современному. Встречающаяся в спорово-пыльцевом спектре пыльца *Fagus, Corylus, Ulmaceae*, скорее всего, переотложена из более древних пород. Это тем более вероятно, что в спорово-пыльцевом спектре несомненно имеются споры *Leiotriletes* и *Tetraporina*, принесенные из более древних отложений.

Спорово-пыльцевые спектры алевритов шошкаульгенской
свиты (из скв. 26/1954, расположенной в 20 км к югу
от колодца Молдыбай)

| Состав пыльцы | Обр. | Обр. | Обр. | Обр. |
|--------------------------------------|-------------------|------|------|-------|
| | 26/2 | 26/5 | 26/8 | 26/12 |
| | Глубина отбора, м | | | |
| | 2,0 | 4,8 | 8,5 | 14 |
| <i>Pinus silvestris</i> | — | 2 | — | 4 |
| <i>Pinus</i> более древняя | — | 2 | — | — |
| <i>Fagus</i> | — | — | — | 3 |
| Ulmaceae | — | 1 | — | 1 |
| <i>Tilia cordata</i> | — | 1 | — | — |
| <i>Betula</i> | — | — | 3 | 2 |
| <i>Corylus</i> | 1 | — | 6 | 2 |
| <i>Salix</i> | — | — | — | 1 |
| Compositae | 1 | 1 | — | 6 |
| <i>Aster</i> | — | — | — | 2 |
| <i>Scorzonera purpera</i> | — | 4 | — | 3 |
| <i>Echinops</i> | — | — | — | 3 |
| <i>Centaurea</i> | — | — | — | 6 |
| <i>Artemisia</i> | 5 | 115 | 18 | 265 |
| Caryophyllaceae | — | 4 | — | 9 |
| Chenopodiaceae | 25 | 96 | 20 | 290 |
| <i>Polygonum bistorta</i> | — | 2 | — | 9 |
| Polygonaceae | 1 | — | — | 9 |
| Rubiaceae | — | — | — | 1 |
| Plantaginaceae | — | — | — | 3 |
| <i>Veronica spicata</i> | — | — | — | 1 |
| <i>Trifolium</i> | — | — | — | 4 |
| Gramineae | 1 | 14 | — | 41 |
| <i>Papaver pavonia</i> | 1 | 3 | 1 | 1 |
| Leguminosae | — | — | — | 1 |
| Rosaceae | — | — | — | 1 |
| Valerianaceae | — | — | 1 | — |
| Umbelliferae | — | 1 | 2 | 3 |
| Typhaceae | — | 1 | — | — |
| Sparganiaceae | — | — | — | 1 |
| <i>Ephedra</i> | 1 | 2 | — | 6 |
| <i>Thalictrum</i> | — | — | — | 2 |
| Frankeniaceae | — | 2 | — | — |
| Liliaceae | — | — | — | 1 |
| Urticaceae | — | — | — | 2 |
| Polypodiaceae | — | — | — | 5 |
| <i>Lycopodium elavatum</i> | — | — | — | 10 |
| Lycopodiaceae | — | — | — | 15 |
| <i>Tetraporina</i> | 1 | — | — | — |
| <i>Leiotriletes</i> | — | 1 | — | 1 |

В связи с этим и споры Polyropodiaceae и Lycorodiaceae, вероятно, тоже переотложены, ибо их присутствие не согласуется с приведенным спорово-пыльцевым спектром.

Тем не менее можно утверждать, что климат Причуйских степей в первой половине среднего плейстоцена был более влажным, чем современный и существовавший в нижнем плейстоцене. Осадки русловой фации среднеплейстоценовой Пра-Чу намного грубее аналогичных отложений голоценового и нижнеплейстоценового возраста. Это свидетельствует о том, что чуйский среднеплейстоценовый поток был более мощным, чем нижнеплейстоценовый и голоценовый.

Предположение о том, что изменение состава осадков могло быть вызвано только увеличением влажности в горах Тянь-Шаня, опровергается данными изучения среднеплейстоценового пролювия. Последний, в отличие от нижнеплейстоценового, характеризуется более грубым составом, лучшей сортированностью (но в общем слабой) и более ясно выраженной слоистостью. Если к этому добавить значительный врез среднеплейстоценовых долин в нижнеплейстоценовые породы, то станет очевидным, что потоки в среднеплейстоценовое время в пределах Чу-Илийских гор стали мощнее и действовали более продолжительное время. А это могло быть обусловлено только общим усилением влажности на обширной территории, так как Чу-Илийские горы вследствие их небольшой высоты вряд ли могли быть значительными местными коллекторами влаги.

Уменьшение мощности потока во второй половине среднего плейстоцена было вызвано тем, что климат стал суше. Можно также полагать, что климат Причуйских степей в описываемый век был холоднее по сравнению с климатом предшествующего века. Свидетельством этому являются находки в соседних районах Казахстана, в отложениях среднего плейстоцена, ранней формы мамонта *Mammuthus primigenius* (Blum.) (Бажанов и Костенко, 1959), приспособленного к обитанию в холодном климате на открытых пространствах. Из других форм, перечисленных указанными авторами, — *Mammuthus trogontherii* (Phol.), *Bison priscus longicornis* W. Gromova, *Bos* sp., *Camelus (knoblochi)* Nehr. sp., *Megaceros ruffi* Nehr., *Cervus* sp., *Equus* sp., *Palaeoloxodon antiquus* (Falc.) *Felix* sp. — большинство также указывает на существование в то время в Казахстане открытых пространств.

Сейчас не имеется достаточно данных для того, чтобы сопоставить время увлажнения и иссушения климата описываемой территории в среднем плейстоцене с оледенениями и межледниковьями Азиатской части СССР. Такое сопоставление было бы преждевременным и потому, что мы не знаем, полностью ли совпадают границы шошкаульгенской аллювиальной свиты с границами среднего плейстоцена по принятой в Европе шкале.

Возрастным аналогом шошкаульгенской свиты в Павлодарском Прииртыше являются отложения вторых надпойменных террас, охарактеризованных, по данным К. В. Някифоровой за 1959 г., хазарским фаунистическим комплексом. В Восточном Узбекистане ей соответствует ташкентский комплекс Н. П. Васильковского (1957), который он сопоставляет со среднеплейстоценовыми (среднечетвертичными, по его терминологии) отложениями Таджикистана и Тянь-Шаня. В предгорьях Памира и Тянь-Шаня шошкаульгенской свите отвечает IV буроцветная ритмосвита, имеющая, по В. И. Попову (1958), среднеплейстоценовый возраст.

Пролувиальные отложения — Q₂^{р1}

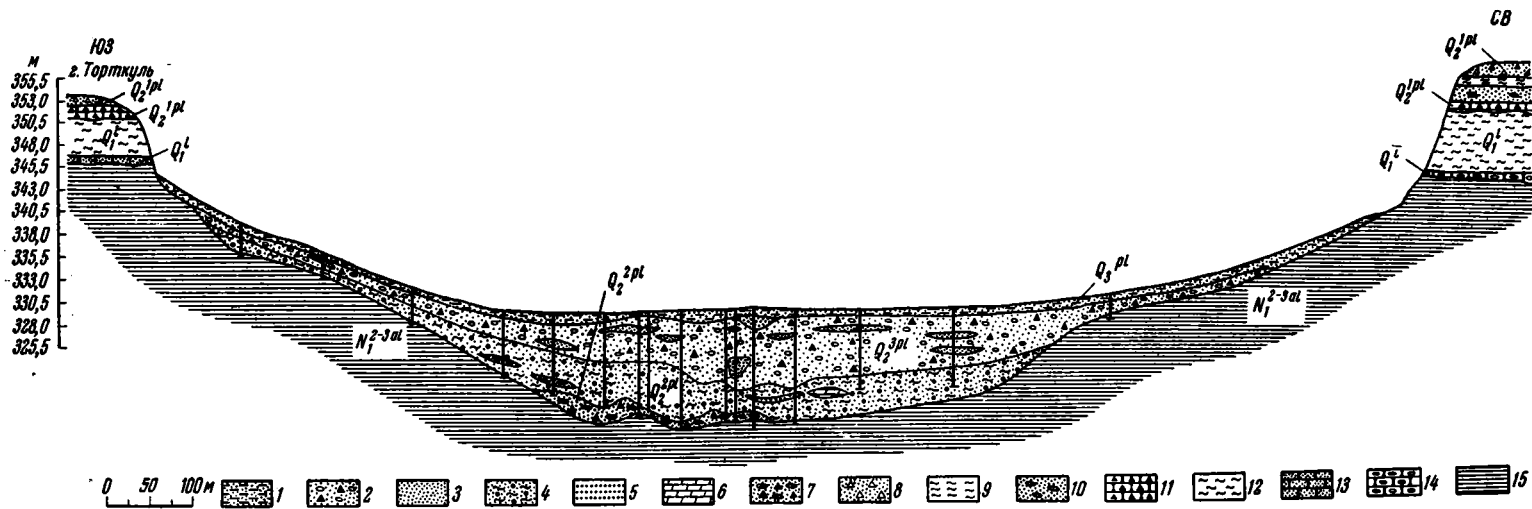
Среднеплейстоценовые пролувиальные отложения развиты вдоль юго-западного склона Чу-Илийских гор, где они в большинстве случаев перекрыты верхнеплейстоценовым аллювием. Вблизи гор Хантау среднеплейстоценовые осадки участвуют в строении средней террасы лога Сун-

кар, которая прислоняется к верхней нижнеплейстоценовой террасе (см. фиг. 38). В составе отложений среднего плейстоцена преобладают серые валунные и щебнистые галечники с глинистым известковистым песком в заполнителе, реже гравийные пески с включением плохо окатанных галек, глины и суглинки. Постелью их являются породы андассайской, кеншагырской и бурунтауской свит; иногда они залегают на верхнемеловых и палеозойских образованиях.

В логу Кеншагыр, к востоку от останца Торткуль, среднеплейстоценовый пролювий представлен в основном серыми, желтовато-серыми и бурными мелкозернистыми глинистыми гравийными песками с включением мелкой плохо окатанной гальки, переходящими местами по простиранию в щебнистые галечники, в грубозернистые пески и мергели. Галечной фракции содержится в слое 5,8%, гравийной — 14,5% песчано-глинистой. — 79,7%.

В самом основании гравийных песков залегают серые мелкие (размером 1—2 см) щебнистые галечники мощностью 0,5—2,5 м. Общая максимальная мощность пород среднего плейстоцена 6,8 м. Гальки и зерна гравия представлены исключительно местными породами, т. е. такими же, которые слагают горы Чагырлы и возвышенности к юго-западу от них. В них, в частности, много известняково-мергелистого материала, вымытого из кеншагырской свиты эоплейстоцена. Постелью описываемых отложений являются глины андассайской свиты (фиг. 41). Для плихов из среднеплейстоценовых отложений характерно большое среднее содержание хромита (около 31,3%), что, естественно, связано с размывом ультрабазального массива, расположенного в верховьях лога Андассай. Вместе с ильменитом, среднее содержание которого равно 24,5%, они образуют хромитовую с ильменитом минералогическую ассоциацию. Кроме отмеченных минералов, в плихах много магнетит-маргита (30,5%), встречаются гематит (6,3%), пироксен (2,3%), барит (около 2%) и эпидот (около 2%). В незначительных количествах отмечены серпентин, рутил, циркон, лейкоксен, гранат, сфен, ставролит. В крупнообъемной пробе встречено также пять зерен золота и одно зерно осмистого иридия. Выход плиха из гравийных песков небольшой — около 1,2 кг/м³.

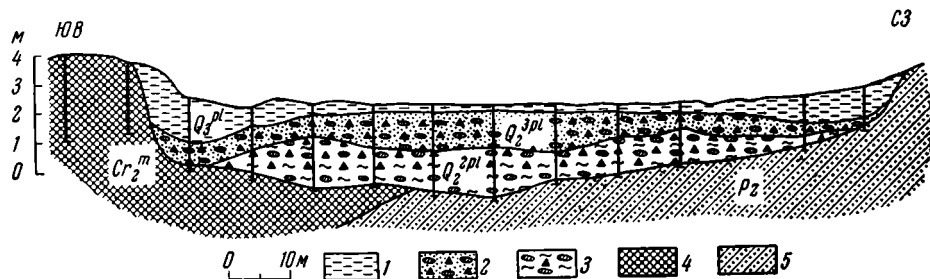
Севернее останца Торткуль (выше по Кеншагырской долине) среднеплейстоценовые отложения уменьшаются в мощности, характер же отложений и их минералогический состав остаются без изменения. В районе сопки Андассай — Караоба (приблизительно в 8 км севернее останца Торткуль) они выклиниваются. Вниз по долине Кеншагыр на расстоянии 2 км от останца Торткуль отложения описываемой толщи полностью размыты. Затем на протяжении 3 км среднеплейстоценовые пролювиальные отложения, представленные желто-серыми глинистыми песками и глинами, прослеживаются в западинах рельефа в форме небольших линз (протяженностью около 100 м) в основании верхнеплейстоценовых пролювиальных образований. В 6 км юго-западнее останца Торткуль среднеплейстоценовые пролювиальные отложения вновь наблюдаются по всей ширине долины, мощность их в прибортовых частях ее около 4 м. В центральной части долины мощность толщи осталась невыясненной. Здесь в составе пород толщи принимают участие желто-серые слоистые суглинки, такого же цвета песчанистые глины с линзами и прослоями разно- и мелкозернистых кварцево-полевошпатовых песков серого цвета. В глинах и суглинках встречаются остракоды. По нашим сборам Г. Ф. Шнейдер определила: *Limnocythere manijtschensis* Neg., *Cyprideis littoralis* (Br.), *Trachyleberis pseudoconvexa* (Liv.), *Plyocypris gibba* (Ramdohr), *I. bradyi* Sars. Перечисленные остракоды, по ее мнению указывают на четвертичный возраст вмещающих их отложений.



Фиг. 41. Геологический профиль через лог Кеншагыр у столового останца Торткуль.

1 — супесь голоценовая. Верхнеплейстоценовые отложения; 2 — щебнистые галечники; 3 — линзы грубо- и мелкозернистых песков. Среднеплейстоценовые отложения; 4 — пески мелкозернистые, глинистые; 5 — линзы грубозернистых песков; 6 — линзы мергелей; 7 — щебнистые галечники. Нижнеплейстоценовые отложения: 8 — щебнистые отложения; 9 — глины; 10 — гравий; 11 — конгломерат-брекчия. Эоплейстоценовые отложения; 12 — глины; 13 — песчаники; 14 — конгломераты; 15 — глины миоценовые (андассайская свита)

На расстоянии 1 км к западу (и около 7 км ниже по долине от останца Торткуль) среднеплейстоценовый пролювий представлен голубовато-серыми заглинованными глинами с ржавыми пятнами и прослоями желтых мелкозернистых песков. Общая мощность их в северной половине долины 10,4 м. В южном направлении количество песчаных прослоев в глинах увеличивается, а мощность пород толщи сокращается до 7,9 м. Отложения подстилаются коричневыми глинами андассайской свиты.



Фиг. 42. Геологический профиль через устьевую часть лога Тарланат.

1 — суглинки с редкой галькой и щебенкой, голоценовые; 2 — щебень с галькой и линзами грубозернистых песков в заполнителе, верхнеплейстоценовый; 3 — щебень с галькой и линзами глин в заполнителе, среднеплейстоценовый; 4 — отложения верхнего мела; 5 — палеозойские отложения

На расстоянии 8,5 км к западу от останца Торткуль отложения среднего плейстоцена выклиниваются, а потом снова появляются у устья лога Андассай (при впадении его в долину Сарой) и залегают в этом месте в форме небольших линз в основании верхнеплейстоценовых образований. Линзы образованы желтыми мелкозернистыми песками, сменяющимися по простиранию красновато-серыми и зелеными глинами, в которых содержатся включения известняков в форме неправильных глыб.

Таким образом, вниз по долине Кеншагыр наблюдается измельчение осадков среднего плейстоцена и даже переход их местами в карбонатные фации.

В логу Андассай среднеплейстоценовые отложения почти отсутствуют, что, с нашей точки зрения, можно объяснить последующим их размывом, а также, по-видимому, более поздним заложением лога по сравнению с логом Кеншагыр. Эти отложения встречаются в форме линз в основании верхнеплейстоценовых пород в 2 км к югу от сопки Андассай — Караоба и в 3 км к западу от меридионального участка коленообразного изгиба лога Андассай. В первом пункте они представлены глинистыми заглинованными песками со щебнем, переходящими по простиранию в палево-желтые заглинованные суглинки с включением мелкой плохо окатанной гальки; во втором — серыми песчанистыми глинами.

Юго-восточнее Кеншагырской долины среднеплейстоценовые пролювиальные отложения вскрыты горными выработками в логах Тарланат, Сарыбулак Восточный, Шиянгас, Сункар и Кишкене-Джидели.

В устье лога Тарланат (у слияния его с I надпойменной террасой р. Чу) среднеплейстоценовые пролювиальные осадки состоят из щебнистых галечников с серыми мелкозернистыми глинистыми известковистыми песками в заполнителе. В галечниках местами заметна слоистость, то косая, то горизонтальная. Состав галек: песчаники, гранит-порфиры, кварц, кварциты, яшмы, сланцы, серпентиниты, бирбириты; окатанность галек плохая, форма уплощенная. На поверхности галек часто видны корочки кальцита. Размер галек 5—10 см, нередко встречаются глыбы размером до 20 см в поперечнике. Мощность пород толщи варьирует от 1,1 до 1,7 м

(фиг. 42). Основная масса шлихов из галечников состоит из магнетит-мартита (61%), ильменита (12,6%), хромита (7%), гематита (около 10%) и пироксена (около 5%), составляющих в сумме 95,6%. Таким образом, описываемые отложения характеризуются ильменитовой с хромитом и пироксеном минералогической ассоциацией. Кроме отмеченных минералов, в небольшом количестве встречаются: амфибол, эпидот, лимонит, барит, гранат, циркон, сфен, серпентин, рутил и лейкоксен. Минералы анатаз, апатит, брукит и шеелит содержатся редкими знаками. Выход шлиха равен 2,4 кг/м³.

В логу Шиентас среднеплейстоценовые пролювиальные осадки представлены преимущественно серыми косослоистыми, плохо сортированными щебнистыми галечниками с глиной, реже с глинистым песком. Они содержат линзы известковистых конгломерат-брекчий мощностью 0,4—0,8 м, гравийных песков и глин мощностью до 1,2 м (см. фиг. 25). Окатанность галек в целом плохая, но имеются отдельные гальки хорошей окатанности, вымытые из более древних конгломератовых толщ. Преобладающий размер галек — около 4 см, они перемешаны с глыбами до 20 см в диаметре. Гальки представлены песчаниками, сланцами, гранитами, порфирами, порфиритами, габбро, сиенитами, кварцем, кварцитами и известняками. Мощность пород толщи изменяется от 2 до 4 м. Они подстилаются конгломерат-брекчиями бурунтауской свиты и покрыты щебнистыми галечниками верхнего плейстоцена. Шлихи из галечников состоят из магнетит-мартита, ильменита и хромита, сумма которых составляет около 90%. Из других минералов следует указать пироксен, среднее содержание которого равно около 1,5%, и гематит — 4%. Лимонита, граната, циркона, амфибола, барита, сфена, ставролита, эпидота и ангидрита содержится меньше 1%. Редкими и единичными знаками встречаются турмалин, рутил, лейкоксен, дистен, апатит, серпентин, анатаз и золото. Выход шлиха — 1,5 кг/м³.

В логу Сункар близ гор Хантау среднеплейстоценовые пролювиальные отложения представлены щебнистыми галечниками, аналогичными описанным выше, но с большим количеством валунов. В галечниках прослеживаются линзы гравийных песков и конгломератов с известковистым цементом. Мощность их на расстоянии 2 км юго-западнее гор Хантау достигает 7 м (см. фиг. 24). Шлихи из них, в отличие от шлихов из среднеплейстоценовых пролювиальных отложений, развитых на северо-западе, характеризуются небольшим содержанием хромита (1,0—1,2%). Чаще он встречается в шлихах редкими знаками. Пироксена содержится обычно 2—3, реже — 5%, амфибола — в пределах 0,5—2,0%. Основная масса шлихов состоит из магнетит-мартита, ильменита и гематита, сумма которых составляет 85—90%. Из других минералов, встречающихся в незначительном количестве, можно отметить лимонит, эпидот, гранат, циркон, барит, сфен, рутил, апатит, анатаз, серпентин и лейкоксен. Средний выход шлиха — 2,2 кг/м³.

Из изложенного видно, что в юго-восточном направлении среднеплейстоценовые пролювиальные осадки становятся более грубыми, а выход шлиха из них увеличивается. Это явление объясняется поднятиями гор в среднем плейстоцене и, следовательно, более интенсивной эрозией на юго-востоке.

Как уже указывалось, сравнение описанных осадков с нижнеплейстоценовыми дает основание полагать, что потоки в среднем плейстоцене в связи с общим увеличением влажности стали более мощными, чем нижнеплейстоценовые.

Грубые щебнистые галечники в долинах логов в среднем плейстоцене возникали там, где сейчас отлагаются только суглинки. Очевидно, климат в среднем плейстоцене был более влажным, чем сейчас, хотя в общем оста-

вался засушливым. Остракоды *Trachyleberis pseudoconvexa* (Liv.) и *Cyprideis littoralis* (Br.) из среднеплейстоценовых отложений лога Кеншагыр указывают на засоленность озерков и плесов, которая не превышала, по М. И. Мандельштаму, 20‰. Действительная соленость их даже в засушливое время года была, по-видимому, значительно ниже. Более того, наличие здесь *Ptyocypris gibba* (Ramdohr), *I. brady* Sars. может свидетельствовать о том, что воды в этом логу временами (во время дождей, весеннего снеготаяния и в более влажные сезоны года) были совершенно пресными.

ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Аллювиальные отложения (саройская свита) — Q₂^{sal}

Верхнеплейстоценовые аллювиальные отложения образуют I надпойменную террасу р. Чу. Она широкими полосами (местами до 40 км) прослеживается на правом и левом склонах долины реки. Кроме того, верхнеплейстоценовые осадки выполняют полузамкнутую впадину Сарой, лежащую на продолжении к северо-западу I надпойменной террасы правобережья.

В строении этой террасы принимают участие гравийные и галечные пески, гравий, алевриты и суглинки. Постелью их являются эоплейстоценовые, верхне- и среднеолигоценовые, верхнемеловые и палеозойские образования. От лежащей выше II надпойменной террасы I терраса отделена в большинстве случаев ясно выраженным уступом.

Верхнеплейстоценовые аллювиальные отложения, так же как и среднеплейстоценовые, в разных участках долины построены по-разному. В суженных участках долины верхнеплейстоценовой Пра-Чу прослеживается одна аллювиальная свита небольшой мощности, состоящая из двух горизонтов: нижнего, являющегося русловой фацией, и верхнего, представляющего пойменную фацию. В расширенных участках долины верхнеплейстоценовой Пра-Чу видны две аллювиальные подсвиты: нижнесаройская (песчано-галечная) и верхнесаройская (суглинисто-алевритовая).

Описание верхнеплейстоценовых осадков мы начнем со впадины Сарой, где они изучены лучше, чем в других местах.

В восточной части впадины Сарой (район линии горных выработок VII) верхнеплейстоценовые отложения представлены гравием, сменяющимся по простиранию галечным песком. Гравий и галечный песок покрыты суглинками (см. фиг. 11). Содержание валунно-галечной фракции (>8 мм) в галечных песках изменяется от 11 до 29,5% и в среднем равно 17%. Содержание остальных фракций следующее: 8—2 мм — 18,8%, 2—0,2 мм — 49,6%, <0,2 мм — 14,6%.

Гальки и зерна гравия из галечных песков представлены кремнистыми сланцами, яшмами, кислыми эффузивами, кварцем, полевыми шпатами и песчаниками. В залегающих ниже верхнеолигоценовых осадках полевые шпаты в гравийной фракции почти отсутствуют. Окатанность зерен гравия средняя и хорошая, а галек — обычно слабая и плохая. Песок в слое серый, кварцево-полевошпатовый, разнозернистый, косослоистый. Покровный горизонт представлен серыми пористыми известковистыми суглинками, содержащими включения гравия до 10—12%. Размер зерен гравия, имеющих хорошую окатанность, от 0,8 до 2 см. Состав зерен не отличается от состава их в лежащем ниже горизонте. Общая максимальная мощность верхнеплейстоценовых отложений в этом месте 3,2 м, обычная мощность их — 2,5 м. Соотношение русловой и пойменной фации на большей части линии горных выработок VII приблизительно равно 1 : 1.

Приводим наиболее характерный разрез верхнеплейстоценовых отложений, вскрытых шурфом 655 (сверху вниз):

| | Мощность в м |
|---|--------------|
| Q ₃ ¹ 1. Суглинки серые, грубые, известковистые, с хорошо окатанными зернами гравия, содержание гравия местами достигает 15% | 1,2 |
| 2. Гравий серый, с серыми мелкозернистыми песками в заполнителе, В составе хорошо окатанных зерен гравия содержится: кварц (30%), полевой шпат (20%), кремнистые сланцы (20%), песчаники (10%), яшмы (20%). Размер зерен 0,2—0,5 см, преобладают зерна 0,3 см в поперечнике. | 0,75 |
| 3. Пески серые, кварцево-полевошпатовые, мелкозернистые, глинистые, слюдяные | 0,35 |
| 4. Пески серые, кварцево-полевошпатовые, средней окатанности, с гравием (30%), гальками (15%) и щебнем (5%). Состав зерен гравия аналогичен составу его в слое 2. Гальки состоят из аффузивов, яшм, песчаников, кварца, кварцита и кремнистых пород. Преобладающий размер гальки 2 см, окатанность ее слабая и плохая | 0,9 |

Общая мощность саройской свиты 3,2 м.

Ниже залегают верхнеолигоценовые отложения.

В западном направлении мощность верхнеплейстоценового аллювия увеличивается. Так, на расстоянии 5 км (линия горных выработок XXIX/XII) саройская свита сложена серыми гравийными песками с редкой галькой и покровными суглинками общей мощностью до 4 м. Такая мощность отмечается близ южного склона впадины Сарой. По направлению к северу она уменьшается до 1,5—2,5 м (см. фиг. 44). Отложения русловой фации здесь преобладают над пойменной (соотношение фаций приблизительно равно 2 : 1).

На расстоянии 16 км (линия горных выработок XIII/IX), 22 км (линия горных выработок XXI/I) и 27 км к западу (линия горных выработок VI) верхнеплейстоценовые отложения представлены серыми алевритисто-глинистыми песками с небольшим количеством зерен гравия (табл. 31) и покровными суглинками, общей мощностью от 5 до 7 м, а в некоторых местах до 10 м.

Таблица 31

Гранулометрический состав (в %) образцов пород русловой фации саройской свиты из горных выработок линии XIII/IX (впадина Сарой)

| № скважины | Глубина отбора образцов в м | Размер фракций в мм | | | | | | | |
|------------|-----------------------------|---------------------|------|-------|----------|----------|----------|-----------|-------|
| | | >3 | 3—1 | 1—0,5 | 0,5—0,25 | 0,25—0,1 | 0,1—0,05 | 0,05—0,01 | <0,01 |
| 4 | 0,7 | 0,44 | 5,25 | 17,65 | 3,56 | 19,50 | 13,30 | 8,44 | 31,86 |
| 4 | 2,25 | — | 3,12 | 14,75 | 4,79 | 26,12 | 19,35 | 7,63 | 24,24 |

На расстоянии 33 км к западу (средняя часть впадины Сарой, линия горных выработок XVIII/IV) в составе верхнеплейстоценовых осадков снова появляются гравийные пески с галькой; среднее содержание галек не превышает 8%, т. е. в два с лишним раза меньше, чем в восточной части впадины Сарой. Фракция 8—2 мм содержится в количестве 33%, 2—0,2 мм — 35% и <0,2 мм — 24%. Гальки состоят из кварца, песчаников, яшм, кремнистых сланцев и кварцитов. Преобладающий размер их 1—2 см, окатанность слабая и средняя. В гравийной фракции, помимо перечисленных пород, встречаются полевые шпаты. Гравийные пески с галькой, мощностью 2—2,5 м, тяготеют к северному борту впадины. В южном направлении они сменяются главным образом песками мощностью 5—7 м. Покровный

горизонт представлен серыми тонкими пористыми суглинками мощностью 2—4 м. Общая максимальная мощность верхнеплейстоценовых отложений, вскрытых горными выработками этой линии составляет 8—9 м. Соотношение русловой и пойменной фаций в северной части впадины приблизительно равно 1:1, а в южной (в некоторых местах) — 2:1. Подстилаются верхнеплейстоценовые отложения породами девона и карбона, а также глинами эоплейстоцена (фиг. 43).

Западнее линии горных выработок XVIII/IV русловая фация верхнеплейстоценового аллювия представлена либо гравийными песками с редкой мелкой галькой (общее содержание гравийно-галечной фракции не превышает 16%), либо сильно глинистыми гравийными песками, в которых содержание фракции <0,1 мм достигает 40%.

Таблица 32

Гранулометрический состав (в %) пород русловой фации саройской свиты в 8 км к западу от линии горных выработок XVIII/IV

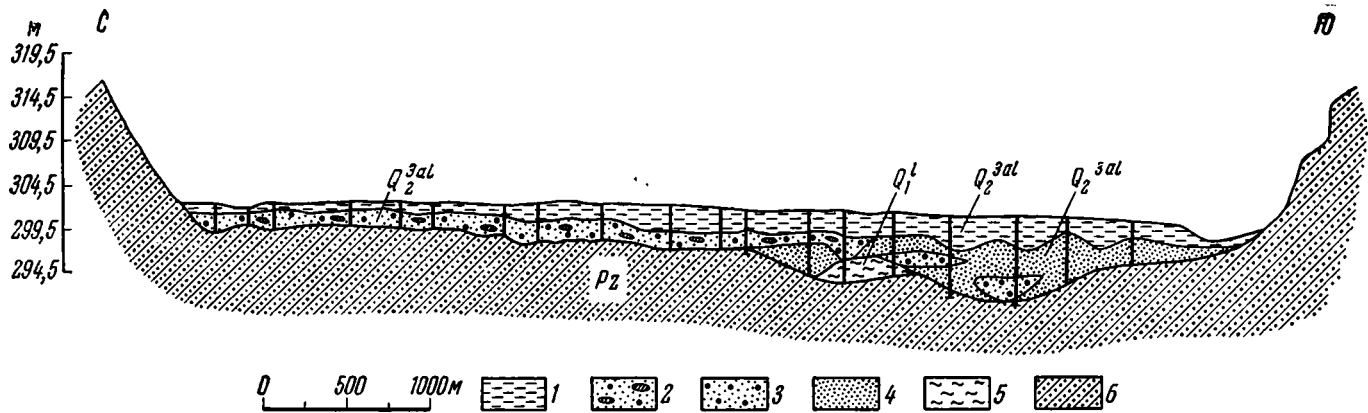
| Горная выработка | Глубина отбора образцов в м | Размер фракций в мм | | | | | | | |
|------------------|-----------------------------|---------------------|-------|-------|----------|----------|----------|-----------|-------|
| | | >3 | 3—1 | 1—0,5 | 0,5—0,25 | 0,25—0,1 | 0,1—0,05 | 0,05—0,01 | <0,1 |
| Шурф. 34 | 3,0 | 7,8 | 3,0 | 6,69 | 5,67 | 19,76 | 4,27 | 12,52 | 40,29 |
| Шурф. 26 | 3,5 | 1,25 | 14,99 | 62,90 | 6,95 | 9,34 | 2,15 | 0,76 | 1,64 |

Покровный горизонт по-прежнему представлен суглинками. Максимальная мощность пород свиты в 4 км западнее линии горных выработок XVIII/IV равна 6,5 м, из которых 4 м приходится на русловую фацию и 2,5 м на пойменную. Далее к западу (вплоть до линии горных выработок XX/V) мощность свиты изменяется от 2,5 м (прибортовые части впадины) до 5,0—7,5 м (центральные ее части). При этом в прибортовых частях соотношение русловой и пойменной фации приблизительно равно 1:1, реже 2:1. В центральной части верхнеплейстоценовой Пра-Чу русловая фация резко преобладает (отношение ее к пойменной равно 5:1, 7:1).

В самой западной части впадины Сарой, у выхода ее в современную долину р. Чу (линия горных выработок XXVII), осадки саройской свиты представлены серыми гравийными песками, сменяющимися по простиранию глинистыми гравийными песками такого же цвета. Мощность их варьирует от 1 до 2,5 м. Покровный горизонт образован серыми пористыми суглинками мощностью 0,6—0,8 м. Таким образом, русловая фация в этом месте также преобладает над пойменной. Соотношение фаций в разных участках долины будет приблизительно равно 2:1 и 3:1.

Минералогический состав шлихов из русловых отложений впадины Сарой в разных частях различен. На большей части ее, за исключением восточной, осадки характеризуются ильменитовой с хромитом и пироксеном минералогической ассоциацией, где среднее содержание ильменита 45%, хромита 4% и пироксена около 4%. Кроме этих минералов, в шлихах много гематита (19%) и магнетит-мартита (17%), имеются также эпидот (около 4%), гранат (2,5%) и циркон (около 2%). В незначительном количестве встречаются лимонит, амфибол, барит, сфен, ставролит, кианит, рутил, лейкоксен, турмалин и аватаз. Редкими и единичными знаками содержатся апатит, шпинель, касситерит и флюорит. Средний выход шлиха из гравийных песков небольшой — 0,5 кг/м³.

В галечных песках восточной части впадины наблюдается уменьшение количества хромита (до 1%) и пироксена (до 1%), а содержание граната возрастает до 6,5%. Гранат вместе с ильменитом (36%) и эпидотом (4,5%)



Фиг. 43. Строение саройской свиты верхнего плейстоцена в средней части впадины Сарой (разрез по линии горных выработок XVIII/IV).

Верхнеплейстоценовые отложения: 1 — суглинки; 2 — пески гравийные с галькой; 3 — пески гравийные; 4 — линзы гравийных песков; 5 — глины эполейстоценовые; 6 — палеозойские отложения

образуют ильменитовую с гранатом и эпидотом минералогическую ассоциацию. Такое изменение минералогического состава саройской свиты в восточном направлении легко объясняется тем, что в этом месте верхнеплейстоценовые осадки формировались частично за счет размыва пород верхнего олигоцена. Последние же, как известно, характеризуются именно такой ассоциацией. Гематита и магнетит-мартиа в этой свите содержится 45%. Остальных минералов (кроме циркона 2,3%) — амфибола, барита, сфена, ставролита, рутила, анатаза, апатита, турмалина, кианита, шпинели и касситерита — незначительное количество. Выход шлиха из отложений этой части впадины Сарой в 2 раза выше, чем в остальной части, и равен 1 кг/м³.

Юго-восточнее впадины Сарой на расстоянии 50—55 км строение саройской свиты осталось невыясненным из-за отсутствия горных выработок и скважин. Эта свита вскрыта лишь близ южного склона гор Акжал, в 2,5 км к юго-западу от родника Табанбулак. Здесь в шурфе видны следующие слои:

| | | Мощность в м |
|----------------|--|--------------|
| Q ₂ | 1. Суглинки светло-серые, легкие, с растительными остатками | 0,35 |
| | 2. Суглинки бурые | 0,15 |
| | 3. Суглинки зеленовато-желтые, с железистыми пятнами, тяжелые . . | 0,25 |
| | 4. Глины палевые, комковатые, в верхней части песчанистые; в средней части глины более светлые и тонкие, в нижней части они становятся темнее и вновь обогащаются песками | 1,1 |
| | 5. Глины серые, алевритовые, с тонкими полосами (2 мм) органического вещества | 0,15 |
| | 6. Пески серые, токозернистые, с ржавыми пятнами окислов железа. Встречено одно зерно Сауорфиласеае (Гвоздичные) | 0,20 |
| | 7. Пески серые, мелкозернистые, с гальками. Гальки хорошо окатаны. По петрографическому составу они очень разнообразны (зеленые и серые песчаники, сланцы, розовые граниты, кварциты, яшмо-кварциты, кварц). Размер гальки до 7 см | 0,1 |
| | 8. Алевриты серые, глинистые, хорошо отсортированные, с железистыми пятнами | 0,4 |
| | 9. Пески средне- и крупнозернистые, с гравием и прослоями галечников мощностью до 0,5—1,0 см. Гальки и зерна гравия хорошо окатаны и состоят из различных сланцев, песчаников, кварцитов, яшмо-кварцитов, кремня, гранитов, порфиритов | 0,4 |

Вероятно, породы в интервале 0—2 м представляют пойменную фацию аллювия, а лежащие ниже (неполной мощностью 2,1 м) — русловую. Полная мощность русловой фации аллювия осталась невыясненной.

Гранулометрический состав отложений, по данным Е. Д. Поляковой за 1952 г., приведен в табл. 33, из которой видно, что верхние части

Таблица 33

Гранулометрический состав (в %) верхнеплейстоценовых отложений в 2,5 км к юго-западу от родника Табанбулак (шурф 81)

| № образца | Глубина отбора образцов в м | Размер фракций в мм | | | | | | | | | |
|--------------------------------|-----------------------------|---------------------|------|------|------|-------|----------|----------|----------|-----------|-------|
| | | >5 | 5-3 | 3-2 | 2-1 | 1-0,5 | 0,5-0,25 | 0,25-0,1 | 0,1-0,05 | 0,05-0,01 | <0,01 |
| 81 ^{III} ₁ | 1,7 | — | — | — | — | — | — | — | 0,13 | 3,47 | 96,5 |
| 81 ^{III} ₂ | 1,9 | — | — | — | — | — | 0,12 | 2,0 | 12,25 | 19,12 | 66,51 |
| 81 ^{III} ₅ | 2,5 | — | — | 0,13 | 0,18 | 0,59 | 0,59 | 28,32 | 20,14 | 18,35 | 31,75 |
| 81 ^{III} ₇ | 3,1 | 17,32 | 6,92 | 4,61 | 4,82 | 13,52 | 24,66 | 19,36 | 1,06 | 1,34 | 6,39 |

разреза представлены глинами и алевролитистыми глинами, а нижние — мелкозернистыми глинистыми песками и песками с гравием и галькой; содержание растворимых солей в суглинках — 13,1%, в глинах — 24,75%, в гравийных песках (на глубине 3,1 м) — 5,8%.

В 10 км юго-восточнее родника Табанбулак, т. е. у северо-западного окончания гор Майжарылган (близ устьев логов Сарыбулак Западный и Тарланат), отложения саройской свиты имеют небольшую мощность (4—7 м) и ярко выраженное двуслойное строение (фиг. 44 и 45). Взаимные переходы суглинков в галечники (см. фиг. 60) указывают на то, что здесь несомненно имеет место русловая и пойменная фации верхнеплейстоценовой Пра-Чу. Характерной особенностью осадков русловой фации в этом месте является наличие в ее составе галек и щебенки. Последняя возникла в результате выноса ее логами с гор Майжарылган, когда верхнеплейстоценовая Пра-Чу протекала в непосредственной близости от них. Следовательно, аллювиальная свита в описываемом пункте перемешана с пролювиальными отложениями. Содержание валунно-галечной фракции в русловой фации составило 22%, т. е. несколько выше, чем содержание ее в восточной части впадины Сарой. Преобладающий размер галек и щебенки 0,8—1,6 см.

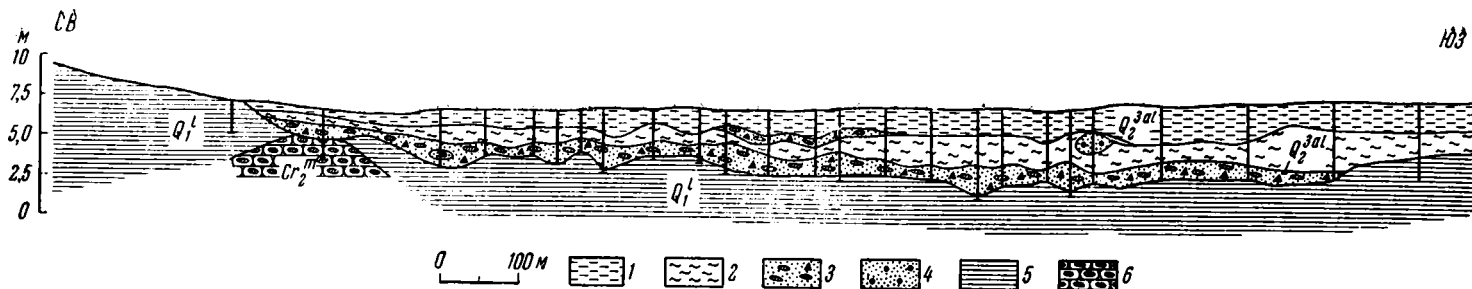
Гальки и щебенка представлены главным образом местными породами: песчаниками, кремнистыми сланцами, гранит-порфирами, гранитами, габбро, пироксенитами, кварцем, кварцитом, яшмо-кварцитом и красной глиной. Окатанность гальки слабая и плохая, однако встречается и хорошо окатанная галька, переотложенная в эти осадки из древних конгломератовых толщ. В щебнисто-галечном слое содержатся линзы буровато-желтых гравийных песков, являющихся типичными речными отложениями. Заполнителем в слое служит серый грубозернистый кварцево-полевошпатовый песок. Отношение гравийно-галечного материала к заполнителю приблизительно равно 1 : 1. Покровный горизонт представлен серыми засоленными суглинками с корнями растений и буровато-серыми засоленными глинами с линзами гравийных песков до 1,5 м мощностью и остатками раковин пресноводных моллюсков.

Соотношение русловой и пойменной фаций близ устья Сарыбулака Западного приблизительно равно 1 : 2, а близ устья лога Тарланат — 1 : 1. Постелью описываемых отложений являются глины кеншагырской свиты, конгломераты верхнего мела и образования палеозоя.

Шлихи из щебнисто-галечного слоя состоят в основном из магнетит-мартита (65%), ильменита (11%), хромита (7%) и пироксена (6%), образующих ильменитовую с хромитом и пироксеном минералогическую ассоциацию. Кроме этих минералов, составляющих в сумме около 90%, в шлихах встречаются гематит (4%), амфибол (1,5%) и эпидот (около 2%). В незначительном количестве отмечены лимонит, барит, гранат, циркон, рутил, сфен, ставролит, серпентин и лейкоксен. Редкими и единичными зернами встречаются анатаз, ангидрит, турмалин, кианит, апатит, касситерит, флюорит, шеелит, брукит, осмистый иридий и золото. Средний выход шлиха — 1,2 кг/м³.

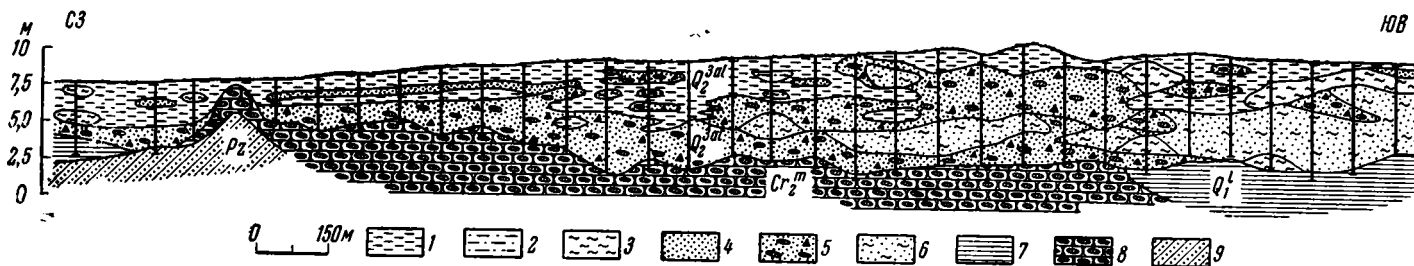
Таким образом, в пределах южной окраины Казахского нагорья и в самой восточной окраине Чуйской впадины (вблизи Чу-Илийских гор) мощность верхнеплейстоценовых отложений не превышает 10 м, соотношение русловой и пойменной фаций в аллювиальной свите или равно 1 : 1, или преобладает первая.

Резкое изменение в строении верхнеплейстоценового аллювия наблюдается при движении к центральной части впадины. Так, на расстоянии 30 км к юго-западу от устья лога Тарланат, или в 14 км к северу от с. Фурмановки, неполная мощность верхнеплейстоценового аллювия, вскрытого скв. 9/1952, составляет 44 м. Аллювиальная толща состоит в основании



Фиг. 44. Разрез саройской свиты верхнего плейстоцена близ устья лога Сарыбулак Западный.

Верхнеплейстоценовые отложения: 1 — суглинки; 2 — глины; 3 — галечники [шебнистые; 4 — пески гравийные; 5 — глины эполейстоценовые; 6 — конгломераты верхнего мела



Фиг. 45. Разрез саройской свиты верхнего плейстоцена близ устья лога Тарланат.

Верхнеплейстоценовые отложения: 1 — суглинки; 2 — супеси; 3 — глины; 4 — пески; 5 — галечники шебнистые; 6 — линзы глинистых песков; 7 — глины эполейстоценовые; 8 — конгломераты верхнего мела; 9 — отложения палеозоя

из галечных песков (неполной мощностью 4 м), которые покрыты желтовато-серыми, хорошо отмытыми и отсортированными алевритами с прослоями такого же цвета горизонтально-слоистых суглинков и линз алевролитов. Пески основания — желтовато-серые, средне- и крупнозернистые, хорошо отмытые. Гальки, включенные в песок, имеют среднюю окатанность, размер их 1—3 см, а содержание не превышает 8%. Принимая во внимание сказанное о среднеплейстоценовых осадках, можно считать, что в приведенном разрезе имеются две аллювиальные подсвиты: нижнесаройская, сложенная русловым аллювием, и верхнесаройская, образованная тесным переплетением руслового аллювия (алевериты) и пойменного (суглинки). Возникновение галечных песков приходится на первую половину верхнего плейстоцена, когда поток этого времени был сравнительно мощным. Во второй половине верхнего плейстоцена мощность его уменьшилась, он стал дробиться на многочисленные рукава, в которых отлагались алевриты. Во время половодий возникали суглинки.

В 3 км к югу от с. Фурмановки (скв. 10/1952) верхнеплейстоценовая аллювиальная толща состоит из верхней аллювиальной подсвиты, мощностью 40 м, и нижней, мощностью 14 м. Верхняя подсвита представлена в основном серыми пылеватыми алевритами с линзами светло-серого алевролита, являющимися русловой фацией. Алевролиты перекрыты серыми супесями мощностью 2,5 м и подстилаются желтовато-серыми алевритистыми глинами мощностью 5 м, представляющими фацию половодий. В глинах имеются отдельные плохо окатанные гальки размером 1—2 см. Нижняя подсвита состоит из средне- и крупнозернистых кварцево-полевошпатовых песков серого цвета с зернами гравия плохой окатанности. Содержание гравия не превышает 10%.

Ниже залегают глины кеншагырской свиты.

В 22 км юго-западнее с. Фурмановки (скв. 16/1953) общая мощность отложений верхнеплейстоценового аллювия достигает 85 м, из которых 72 м приходится на верхнюю подсвиту, а 13 м — на нижнюю. В составе верхней подсвиты преобладают желтые алевриты с прослоями алевролитов, а в нижней — мелкозернистые хорошо отмытые и отсортированные пески. В 50 км юго-восточнее этого пункта верхнеплейстоценовые отложения вскрыты скважинами 15/1953 и 21/1954, расположенными по левобережью р. Чу, юго-западнее с. Коктерек. Приводим описание их разрезов на основании просмотра кернa.

Скважина 15/1953, расположенная в 6 км к юго-западу от с. Коктерек, вскрыла следующие слои (сверху вниз):

Мощность в м

| | | |
|----|---|------|
| 1. | Алевриты желтовато-серые, крупные, кварцево-полевошпатовые, известковистые, с включением зерен мелко- и среднезернистого песка, местами сцементированные в крепкие серые глинистые алевролиты | 12,5 |
| 2. | Алевриты светло-желтые, уплотненные, глинистые, сильно известковистые, местами ожелезненные | 6,5 |
| 3. | Алевриты, аналогичные описанным в слое 1 | 21,0 |
| 4. | Пески серые, кварцево-полевошпатовые, слюдястые, мелкозернистые, пылеватые | 3,3 |
| 5. | Песчаники серые, мелкозернистые, сильно известковистые | 6,7 |
| 6. | Пески серые, кварцево-полевошпатовые, мелко- и среднезернистые, с зернами крупнозернистого песка и с включением известковистых песчаников | 2,0 |
| 7. | Пески серые, мелкозернистые, с гравием и мелкой галькой, содержание которых не превышает 10% | 2 |
| 8. | Гравий, состоящий из слабо окатанных зерен размером 4—8 мм, включенный в серый мелко- и среднезернистый песок. В гравии встречаются отдельные угловатые гальки кремнистых сланцев | 2 |

- | | |
|--|---|
| 9. Пески серые с включением плохо окатанных зерен гравия размером 5—6 мм и отдельными мелкими плохо окатанными гальками кремнистых пород. Содержание гравия и гальки около 10% | 3 |
| 10. Конгломерат-песчаники серые, известковистые, крепкие, с примазками желтых глин. Галька размером 1 см | 1 |
| 11. Гравийно-галечный слой. Гальки состоят из кремнистых пород, яшм, кварцитов, гранитов, размер их 1—4 см, окатанность слабая (преобладают угловатые гальки). Гальки включены в серый кварцево-полевошпатовый песок | 3 |

Мощность верхней (алевроитовой) подсвиты здесь составляет 40 м, а нижней (песчано-галечной) — 23 м. Пески мощностью 12 м, залегающие в верхней части песчано-галечной свиты, являются, по-видимому, боковой (побочевой) субфацией руслового аллювия, а нижележащие гравийные и галечные пески — стрежневой.

Ниже залегают глины кеншагырской свиты эоплейстоцена.

Скважиной 21/1954, расположенной в 30 км юго-западнее с. Коктерек, пройдены следующие слои (сверху вниз):

Мощность в м

- | | |
|---|------|
| Q ³ 1. Алевроиты серые, крупные, пылеватые, с зернами мелко- и среднезернистых песков, с линзами серых крепких сильно известковистых песчаников | 47,5 |
| 2. Суглинки желтовато-серые, местами коричневые, пористые | 1,8 |
| 3. Алевроиты серые, крупные, местами цементированные в крепкие алевролиты с известковистым цементом | 27,3 |
| 4. Глины желтовато-серые, слоистые | 8,6 |
| 5. Алевроиты крупные, глинистые, пылеватые, сильно известковистые | 9,2 |
| 6. Пески красновато-серые, среднезернистые, кварцево-полевошпатовые, с включением плохо окатанных галек размером до 2 см и зерен гравия. Содержание гравия и галек не превышает 15% | 6,2 |

Ниже залегают глины кеншагырской свиты эоплейстоцена.

Из разреза скважины ясно видно, что верхнеплейстоценовая терраса образована двумя подсвитами: верхней суглинисто-алевроитовой мощностью 94,4 м и нижней гравийно-песчаной мощностью 6,2 м.

Разрез верхней подсвиты интересен чередованием русловой (алевроиты) и пойменной фаций (суглинки, глины), что обусловлено тектоническими опусканиями во время формирования свиты (констративный или настилаемый аллювий).

Гранулометрический состав отложений верхней подсвиты из скв. 21/1954, приведенный в табл. 34 по данным М. С. Кан и Данилова за

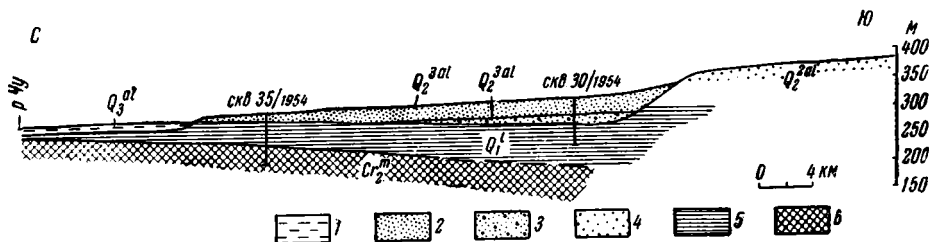
Таблица 34

Гранулометрический состав осадков верхнесаройской подсвиты верхнего плейстоцена (в %)

| Глубина отбора проб в м | Размер фракций в мм | | | |
|-------------------------|---------------------|----------|-----------|------------|
| | 1—0,5 | 0,5—0,25 | 0,25—0,05 | 0,05—0,005 |
| 13,0 | — | 11,8 | 83,0 | 5,2 |
| 21,0 | — | 10,2 | 84,2 | 5,6 |
| 43,0 | — | 13,6 | 84,0 | 2,4 |
| 54,0 | 3,4 | 12,5 | 78,2 | 5,9 |
| 75,2 | 9,1 | 14,7 | 67,6 | 8,6 |

1955 г., показывает резкое преобладание частиц размером $< 0,25 - > 0,05$ мм (от 67,6 до 84,2%). В то же время фракция $< 0,005$ мм отсутствует. Наблюдается некоторое увеличение более грубых частиц с глубиной.

Из рассмотрения разрезов скважин видно, что верхнеплейстоценовая терраса в районе Фурмановка — Коктерек образована двумя подсвитами, общая мощность которых местами достигает 85—100 м. Указанные мощности, значительно превышающие обычную мощность аллювия равнинных рек, свидетельствуют об интенсивных опусканиях этого участка суши в верхнем плейстоцене. Прогибание описываемого участка подтверждается также положением ложа аллювия. Юго-западнее с. Фурмановки



Фиг. 46. Схематический геологический профиль участка к югу от оз. Кокуйденкуль

1 — суглинки голоценовые (чуйская свита). Верхнеплейстоценовые отложения: 2 — алевриты (саройская свита); 3 — пески гравийные; 4 — алевриты среднеплейстоценовые (шошнаульгенская свита); 5 — озерные глины эоплейстоценовые (кеншагырская свита); 6 — морские верхнемеловые отложения

оно лежит ниже русла р. Чу на 50 м, а юго-западнее с. Коктерек — на 60 м. Относительная средняя высота террасы на левобережье, в районе с. Фурмановки — 25 м, средняя абсолютная — 370 м. На правобережье поверхность ее в средней части находится ниже уреза воды р. Чу на 10 м, а средняя абсолютная высота равна 335 м. Ширина верхнеплейстоценовой долины здесь достигала 75 км.

Двигаясь по поверхности левобережной террасы вниз по течению р. Чу, замечаем, что в 30 км к югу от оз. Кокуйденкуль (скв. 30/1954) она также образована двумя подсвитами общей мощностью 54,3 м. Верхняя имеет мощность 45 м и представлена желтовато-серыми кварцево-полевошпатовыми алевритами с прослоями серых глин и такого же цвета алевритистых песков. В нижней части подсвиты в алевритах встречаются отдельные слабо окатанные гальки кварцитов и эффузивов размером 1—2 см. Нижняя подсвита, мощностью 9,3 м, сложена серыми гравийными кварцево-полевошпатовыми песками. Ближе к оз. Кокуйденкуль (по направлению к Казахскому нагорью) нижняя подсвита исчезает, а мощность верхней сокращается до 10,4 м (фиг. 46). Последняя образована здесь желтовато-серыми алевритами с прослоем супеси. Ложе верхнеплейстоценового аллювия, в отличие от более восточной части долины, находится ниже уреза воды р. Чу в среднем только на 12 м. Это позволяет думать, что верхнеплейстоценовые опускания этого участка в начале голоцена (или в конце верхнего плейстоцена) сменились слабыми поднятиями. Средняя относительная высота террасы к югу от оз. Кокуйденкуль 30 м, а абсолютная — 320 м. Ширина террасы около 35 км.

В 28 км западнее оз. Кокуйденкуль (на меридиане уроч. Каратал) верхнеплейстоценовая терраса образована одной свитой; подошва террасы находится выше уреза воды р. Чу на 14 м, т. е. аккумулятивная терраса становится цокольной. Цоколь ее образован глинами эоплейстоцена. Средняя относительная высота террасы 35 м, абсолютная — 215 м.

Ширина террасы около 17 км. Аллювиальная свита, образующая террасу, состоит из двух горизонтов: гравийно-песчаного внизу, мощностью 7,8 м (русловая фация), и алевритового вверху, мощностью 11,2 м, (пойменная фация). Небольшая мощность пород свиты, положение ложа аллювия, а также относительно небольшая ширина террасы свидетельствуют о том, что к югу от уроч. Каратал в верхнем плейстоцене находилась область относительных поднятий по сравнению с территорией, расположенной юго-восточнее.

Область относительных поднятий, начинавшаяся у уроч. Каратал, протягивалась к западу до оз. Жайляукуль на расстояние около 110 км. На указанном отрезке I надпойменная терраса — всюду цокольная (фиг. 47). Высота поверхности цоколя варьирует обычно в пределах 8—11 м над урезом воды. Мощность пород саройской свиты не превышает 11 м. Обычная мощность ее 5—8 м. По составу это серые кварцево-полевошпатовые мелко- и среднезернистые пески, пески с гравием и редкой галькой, серые известковистые песчаники и суглинки, переходящие по простирацию в супеси. Суглинки и супеси в составе верхнеплейстоценового аллювия играют небольшую роль. Мощность их не более 1—2 м. Основную роль в аллювиальной свите играют пески русловой фации. Возможно, что непосредственно после возникновения мощность пойменного горизонта была несколько больше, а впоследствии уменьшилась за счет дефляции.

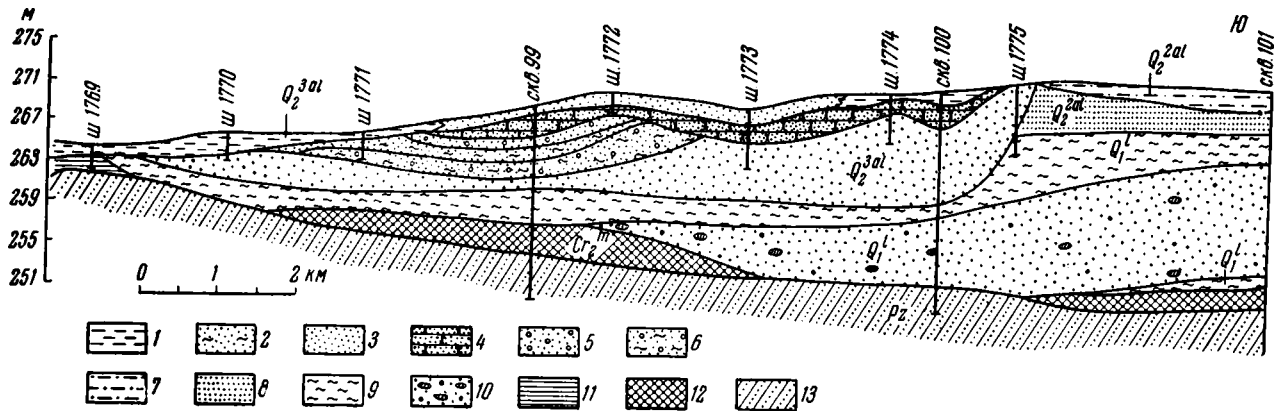
К югу от оз. Тузкуль (в описываемой области относительных поднятий) саройская свита имеет следующее строение: в основании ее прослеживаются серые средне- и крупнозернистые кварцево-полевошпатовые пески, покрытые серыми известковистыми песчаниками (фиг. 48); между ними прослеживаются линзы серых глинистых песков с гравием и редкой галькой, желтовато-серых глинистых песков без гравия и серых гравийных песков. Это, по-видимому, осадки русловой фации аллювиальной свиты. Мощность их 7—10 м. Они перекрываются серыми пористыми суглинками мощностью 1—2 м, представляющими собой покровный горизонт. Суглинки, как видно из фиг. 51, по простирацию замещаются желтовато-серыми мелкозернистыми песками. Русловая фация в разрезе резко преобладает.

Изложенные факты показывают, что строение саройской свиты на отрезке уроч. Каратал — оз. Жайляукуль в общем аналогично строению ее во впадине Сарой.

Для шлихов, отмытых из отложений саройской свиты южнее оз. Жайляукуль, характерен незначительный выход, хотя и несколько больший, чем выход его из пород шошкаульгенской свиты, развитой южнее. Средний выход его 0,1 кг/м³. В составе шлихов, кроме гематита и магнетит-мартита, сумма которых составляет 60%, главную роль играют эпидот (около 11%), ильменит (около 10%) и гранат (5%), образующие эпидотовую с ильменитом и гранатом минералогическую ассоциацию. Встречаются также пиркон (4%), сфен (1,5%), амфибол (1,5%), барит (1,5%), рутил, турмалин, пироксен, лейкоксен, ставролит, дистен и редкие знаки хромита, андалузита, апатита, ангидрита и лимонита.

Западнее оз. Жайляукуль ложе саройской аллювиальной свиты снова погружается под урез воды, намечая тем самым новую зону относительных опусканий в верхнем плейстоцене. У оз. Ащиккуль (т. е. в 17 км к западу от оз. Жайляукуль) оно лежит ниже уреза воды р. Чу на 2 м (фиг. 49).

Вверх по течению р. Чу от верхнеплейстоценовой области прогибания в районе Фурмановка — Коктерек ложе аллювия поднимается. У пос. Коскудук (близ ст. Чу) оно лежит ниже уреза воды на 35 м. Аллювиальная свита в этом месте имеет существенно песчаный состав.



Фиг. 48. Схематический геологический профиль участка к югу от оз. Тузкуль (линия горных выработок XXXVIII).

Верхнеплейстоценовые отложения: 1 — суглилки; 2 — пески; 3 — пески глинистые; 4 — песчаники; 5 — пески гравийные; 6 — пески глинистые с гравием. Среднеплейстоценовые отложения: 7 — супеси; 8 — пески. Эоплейстоценовые отложения: 9 — глины; 10 — гравийные пески с галькой; 11 — отложения верхнего олигоцена; 12 — морские верхнемеловые отложения; 13 — палеозойские отложения

Разрез ее (по данным А. А. Флерова за 1945 г.) следующий (сверху вниз):

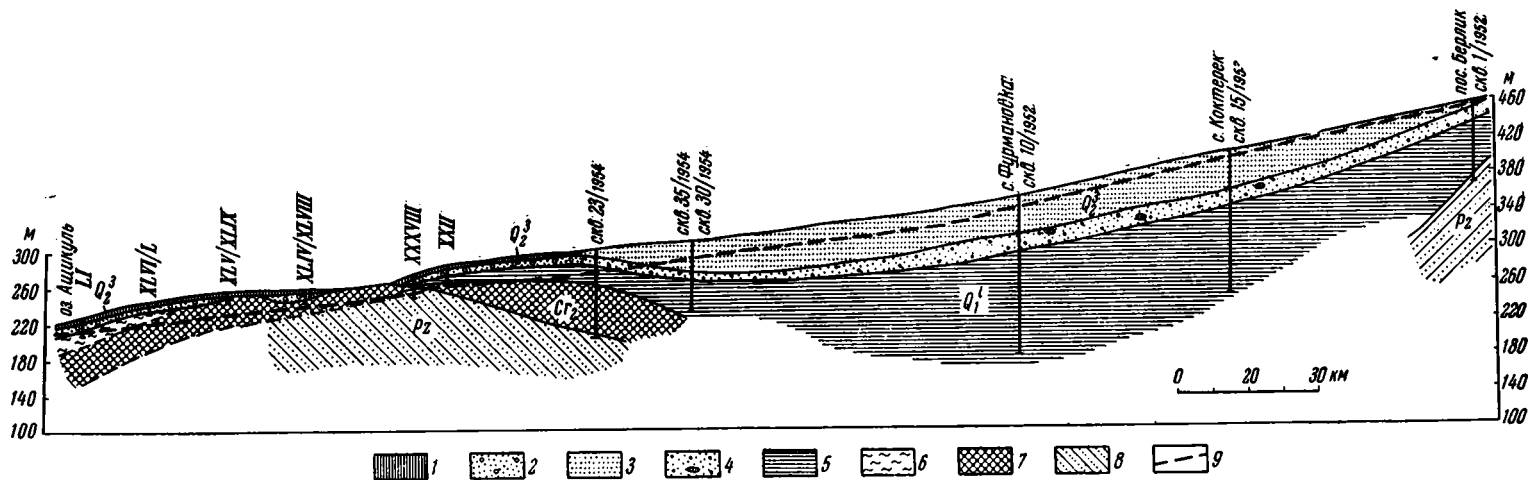
| | Мощность в м |
|--|--------------|
| Q ₂ ³ 1. Суглинки желтовато-серые, пористые | 1,6 |
| 2. Пески серые, мелкозернистые, влажные | 0,6 |
| 3. Супесь серая, рыхлая, с остатками растений, влажная | 2,45 |
| 4. Пески темно-серые, разнозернистые | 0,95 |
| 5. Пески серые, среднезернистые, со щебнем и гравием, содержание которых увеличивается сверху вниз, водоносные | 5,4 |
| 6. Глины желтовато-бурые, влажные | 0,9 |
| 7. Гравийно-галечный слой с крупнозернистым песком в заполнителе, водоносный | 5,95 |
| 8. Глины светло-серые, влажные | 0,65 |
| 9. Гравий с крупнозернистым песком в заполнителе, водоносный | 0,9 |
| 10. Пески серые, разнозернистые, с гравием | 5,1 |
| 11. Гравий с разнозернистым песком в заполнителе. В нижней части слоя встречаются галька и валуны | 5 |
| 12. Щебнисто-галечный слой с серым среднезернистым песком в заполнителе, водоносный. Содержание щебня и гальки до 52% | 3 |
| 13. Пески серые, разнозернистые, с большим содержанием гравия, водоносные | 1,0 |
| 14. Пески серые, разнозернистые, водоносные, с большим содержанием гравия и мелкой гальки. В верхней части слоя встречается крупная галька | 4,5 |
| 15. Пески серые, разнозернистые, с мелким гравием и редкой галькой, водоносные | 2,95 |
| 16. Гравийно-галечный слой, водоносный | 1,05 |

Общая мощность пород свиты равна 41,5 м.

Ниже залегает глина кеншагырской свиты зооплейстоцена.

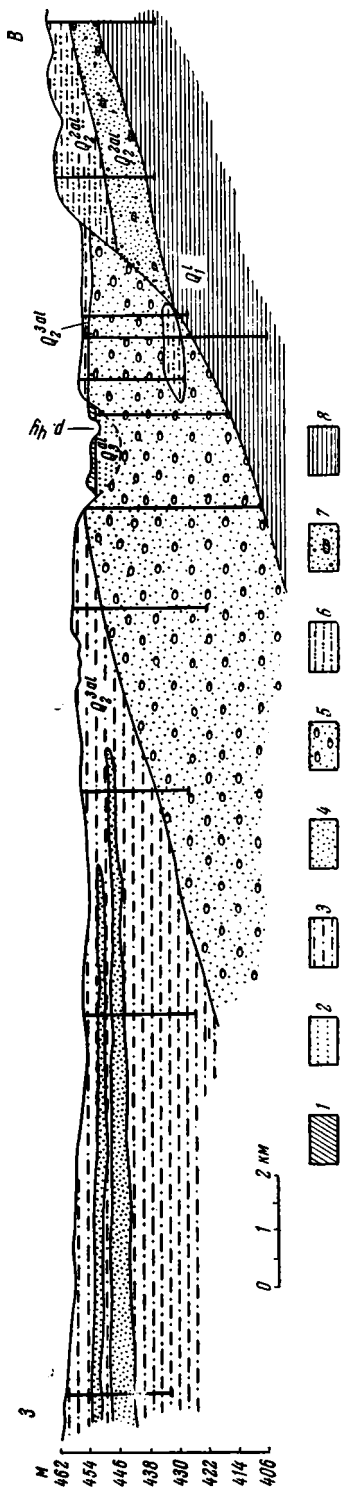
В пос. Берлик, находящемся в 10 км северо-восточнее пос. Коскудук (т. е. ближе к горам Кендыктас), постель саройской свиты находится ниже уреза воды р. Чу на 25 м. В строении аллювия по-прежнему большую роль играют песчаные породы, что видно из разреза скв. 1/1952 (сверху вниз):

| | Мощность в м |
|---|--------------|
| 1. Суглинки темно-серые, пылеватые | 0,7 |
| 2. Суглинки светло-серые, почти белые, пористые | 0,7 |
| 3. Алевриты светло-серые, крупные, слабо уплотненные, сильно глинистые | 0,4 |
| 4. Алевриты серые, сыпучие, пылеватые, с отдельными зернами крупно- и среднезернистых песков | 0,7 |
| 5. Пески серые, мелко- и среднезернистые, со слабо окатанными зернами гравия (содержание гравия около 10%) и отдельной слабо окатанной галькой размером 2—3 см, состоящей из розового гранита и яшмы | 2,2 |
| 6. Пески серые, средне- и крупнозернистые, с гравием и галькой, содержание которых достигает 30—40%. Гальки слабо и средне окатанные размер их 1—2 см. Форма галек уплощенная (кремнистые сланцы) и угловатая (яшмо-кварциты и граниты) | 1,5 |
| 7. Пески серые, кварцево-полевешпатовые, мелко- и среднезернистые, с гравием. Содержание гравия около 10% | 1,2 |
| 8. Пески серые, кварцево-полевешпатовые, с гравием и отдельными плохо окатанными гальками | 3,0 |
| 9. Суглинки желтовато-серые, слюдястые, с отдельными зернами гравия | 0,20 |
| 10. Пески серые с красноватым оттенком, кварцево-полевешпатовые, с плохо окатанными зернами гравия (содержание гравия около 10%) | 2,4 |
| 11. Пески серые, мелко- и среднезернистые, с гравием (около 1%) и гальками (около 5%), состоящими из гранитов, кварцита и кремнистых пород. Размер гальки 3—6 см | 4 |
| 12. Гравийно-галечный слой. В заполнителе — серый мелкозернистый пылеватый песок. Размер гальки 1 см, реже 3—5 см, окатанность слабая. В составе ее резко преобладают кремнистые сланцы | 3,9 |
| 13. Суглинки желтовато-серые, слюдястые | 2,8 |
| 14. Пески серые, пылеватые, с мелкими зернами гравия (около 8%) и отдельными плохо окатанными гальками | 0,7 |
| 15. Суглинки желтовато-серые, слюдястые, с отдельными зернами крупнозернистого песка, уплотненные | 2,8 |
| 16. Пески светло-серые, пылеватые, с щебнем | 1,0 |
| 17. Гравий светло-коричневый, мелкий, пылеватый, сильно известковистый | 1,8 |



Фиг. 49. Схематический продольный разрез верхнеплейстоценовой террасы от пос. Берлик до оз. Ащикул.

Верхнеплейстоценовые отложения: 1 — супеси и суглинки (пойменная фация саройской свиты); 2 — пески гравийные (русловая фация саройской свиты); 3 — алевриты и песчаные алевриты (русловая и пойменная фация верхнесаройской подсвиты); 4 — пески гравийные, местами с галькой (русловая фация нижнесаройской подсвиты); 5 — эоплейстоценовые отложения; 6 — среднеолигоценовые отложения; 7 — отложения верхнего мела; 8 — палеозойские отложения; 9 — русло р. Чу; XXII — линия горных выработок и ее номер



Фиг. 50. Схематический геологический профиль через долину р. Чу у с. Новотроицкого.

Голоценовые отложения: 1 — суглинки; 2 — пески; 3 — супеси; 4 — супеси; 5 — пески галечные. Среднеплейстоценовые отложения: 6 — суглинки; 7 — супеси; 8 — супеси гравийные с галькой; 8 — глины эоплейстоценовые

Общая мощность пород свиты 30 м. Ниже залегают светло-коричневые глины эоплейстоцена.

Преобладание песчаных пород в составе саройской свиты в районе ст. Чу — пос. Берлик, вероятно всего, вызвано интенсивным размывом располагавшегося поблизости хр. Кендыктас. В некотором удалении от последнего (например, в 10—15 км к западу от ст. Чу) верхние части саройской свиты мощностью 30 м (и, по-видимому, более) становятся суглинисто-алевритовыми (фиг. 50). Из приведенного разреза видно, что верхнеплейстоценовые отложения прислоняются к среднеплейстоценовым. Нижнеплейстоценовый аллювий здесь отсутствует, ибо в то время р. Чу текла много юго-западнее. Поэтому схема соотношения четвертичных отложений различного возраста, предложенная в 1950 г. Н. Н. Костенко для данной части района, согласно которой верхнеплейстоценовые отложения подстилаются среднеплейстоценовыми, а последние — нижнеплейстоценовыми¹, нам представляется ошибочной. Средне- и нижнечетвертичные отложения, выделенные им в разрезе коскудукской скважины ниже верхнечетвертичных, в действительности представляют собой отложения кеншагырской свиты эоплейстоцена (верхнего плейстоцена, по общепринятой терминологии), охарактеризованные в соседних участках эоплейстоценовыми остракодами. Кроме того, его утверждение, что верхние части пород, вскрытые коскудукской скважиной, являются верхнечетвертичными, находится в противоречии с геологической картой, на которой в этом месте показаны среднечетвертичные отложения. Они же показаны и на правобережье р. Чу, к востоку от с. Новотроицкого. На самом же деле здесь развита типичная такырная («лысая») терраса, возраст которой, как указывалось выше, является верхнеплейстоценовым.

Из приведенного видно, что верхнеплейстоценовый аллювий по своему

¹ В работе Н. Н. Костенко они фигурируют как верхне-, средне- и нижнечетвертичные.

строению не отличается от среднеплейстоценового. В зоне относительных поднятий в Чуйской впадине (уроч. Каратал — оз. Жайляукуль) верхнеплейстоценовые осадки, как и среднеплейстоценовые, состоят из одной свиты, сформировавшейся по законам, изложенным Е. В. Шандером (1951). Это значит, что свита представляет собой ясно выраженный «ярус аллювия», состоящий из русловой (внизу) и пойменной (вверху) фаций.

Наложение одной фации на другую обусловлено горизонтальным смещением потока при неизменном режиме реки в целом. В области относительных опусканий в этой же впадине (Фурмановка — Коктерек) саройская свита, так же как и шошкаульгенская, расщепляется на две подсвиты: нижнесаройскую и верхнесаройскую, определяющую роль в формировании которых играло не смещение русла в горизонтальном направлении, а тектонические опускания. Галечные и гравийные пески нижнесаройской подсвиты, мощность которых местами достигает 23 м, скорее всего, отложены относительно мощным чуйским потоком первой половины верхнего плейстоцена. В этой толще, являющейся русловым аллювием, местами можно выделить стрежневую и побочную субфации. Аналогичное строение имеет нижнешошкаульгенская подсвита. Мелкозернистый (алевритово-суглинистый) состав отложений, образующих верхнесаройскую аллювиальную подсвиту, дает основание предполагать, что мощность чуйского потока во второй половине верхнего плейстоцена уменьшалась. Ниже с. Коктерек он начал дробиться на многочисленные медленно текущие рукава, откладываявшие песчаные алевриты русловой фации.

Содержание фракции $< 1 - > 0,25$ мм в некоторых образцах достигает почти 24%. Во время половодий наряду с русловой фацией формировались более мелкозернистые разности пород (суглинки, глины, алевриты) пойменной фации. Миграция русел в пространстве в условиях тектонических опусканий привела к возникновению мощной, сложно построенной толщи, состоящей из многократно переслаивающихся русловой и пойменной фаций. В составе пород толщи резко преобладают алевриты, что объясняется особенностью области размыва, поставившей преимущественно продукты механического выветривания (на что выше обращалось внимание). Описанная подсвита по динамике накопления аллювия не отличается от настилаемой фазы В. В. Ламакина (1948).

Мощность отложений верхнесаройской подсвиты значительно превышает мощности нижнесаройской. В разных участках констатируются следующие соотношения верхне- и нижнесаройской подсвит: 2 : 1 (скв. 15/1953), 3 : 1 (скв. 10/1952) и 5 : 1 (скв. 30/1954). Следовательно, на формирование верхнесаройской подсвиты потребовалось значительно больше времени, чем для формирования нижнесаройской. Аналогичные закономерности отмечались для верхне- и нижнешошкаульгенской подсвит.

Времени формирования верхне- и нижнесаройской подсвит в области опусканий отвечает время формирования саройской свиты в зоне поднятий.

В области опусканий сформировалась нижнесаройская подсвита, а в области поднятий (в уроч. Каратал и западнее) отложились песчано-гравийные и суглинисто-супесчаные отложения саройской свиты. В дальнейшем в зоне опусканий формировалась верхнесаройская подсвита, а в зоне поднятий происходило перемывание и переотложение на одном и том же уровне ранее отложенного аллювия. Сформировавшийся таким путем аллювий является перестилаемым (или перстративным, по В. В. Ламакину).

В первой надпойменной террасе, как в пределах исследованной территории, так и к югу от нее (выше с. Новотроицкого), содержатся в большом количестве раковины пресноводных и наземных моллюсков, которые обитают здесь и в настоящее время. Во впадине Сарой З. И. Гурьевой обнаружены *Unio* sp. и *Anodonta* sp.

Из разных мест этой террасы в суглинках найдены нами и определены Т. М. Микულიной следующие виды: *Eulota (Leucozonella) rubens* (Mart.), *Vallonia pulchella* (Müll.), *Cochlicopa lubrica* (Müll.) var. *nitens* Callenstein, *Succinea putris* (L.), *Planorbis planorbis* L.

В содержащейся в осадках свиты пыльце резко преобладают недревесные ассоциации, древесная пыльца составляет только 0,3—1,6%. Из средней части впадины Сарой с глубины 3 м по сборам З. И. Гурьевой определены *Chenopodiaceae* — 61 зерно, в виде единичных зерен встречаются *Cruciferae*, *Umbelliferae* и *Artemisia*. Пыльцевой комплекс, по заключению В. В. Зауер, свидетельствует о произрастании во время отложения описанных осадков довольно богатой растительности степного или полупустынного характера, указывающей на четвертичный возраст отложений.

В образце песков, отобранном из скв. 1/1952 с глубины 5,6 м Е. И. Глущенко определена следующая пыльца (в зернах): *Pinus*—2, *Alnus* — 1, *Betula* — 2, *Compositae* — 7, *Artemisia* — 190, *Chenopodiaceae* — 70, *Gramineae* — 8, *Polygoniaceae* — 10, *Rosaceae* — 2, *Rapaveraceae* — 4, разнотравье — 6. В образце песков, отобранном из этой террасы в 2 км выше сухой долины Сароу (за пределами района), определены (в зернах): *Betulaceae* — 1, *Compositae* — 3, *Artemisia* — 15, *Chenopodiaceae* — 137, *Typhaceae* — 1, *Germaniaceae* — 1, *Scrophulariaceae* — 1, *Franciaceae* — 1, *Astragalus austriacus* — 1, *Adonis volgensis* — 1, *Urticaceae* — 1, *Nymphaeaceae* — 2, *Gramineae* — 97, *Polygonaceae* — 1, *Leguminosae* — 5, *Caryophyllaceae* — 4, *Ephedra distachia* — 1, *Umbelliferae* — 15, *Plumbaginaceae* — 1, *Valerianaceae* — 2, *Labiatae* — 3, *Cruciferae* — 2, разнотравье — 1, *Sphagnum* — 1. Наконец, в образце суглинков, отобранном из этой террасы в 2 км ниже с. Семисузак (также за пределами исследованной нами территории), встречена пыльца (в зернах): *Betulaceae* — 1, *Artemisia* — 50, *Chenopodiaceae* — 20, *Gramineae* — 1, *Rosaceae* — 2, разнотравье — 2.

В целом на описываемой территории в верхнем плейстоцене была растительность, аналогичная современной.

Осадки русловой фации верхнеплейстоценового аллювия, однако, значительно грубее русловых образований голоценового возраста и мало отличаются (по крупности материала) от аналогичных отложений среднеплейстоценового возраста. Например, в восточной части впадины Сарой русловая фация верхнеплейстоценового аллювия представлена песками с гальками и хорошо окатанными зернами гравия, тогда как эта же фация голоценового аллювия, развитая южнее, образована исключительно мелкозернистыми породами. Это возможно указывает, на то, что верхнеплейстоценовый поток был более мощным, чем голоценовый и в общем был аналогичен по расходу воды среднеплейстоценовому. Поскольку мощность потока в условиях относительно небольшого размаха тектонических движений в Причуйских степях зависела от климата, можно считать, что климат первой половины описываемого века был более влажным, чем сейчас, и, по-видимому, мало отличался от климата первой половины предшествующего века.

Уменьшение мощности потока во вторую половину верхнего плейстоцена вызвано иссушением климата. Вероятно также, что климат в верхнем плейстоцене Причуйских степей был достаточно суров, что подтверждается существованием в соседних районах Казахстана верхнепалеоли-

тического фаунистического комплекса с таким холодолюбивым представителем, как *Rangifer tarandus* (L.). Остатки этого комплекса приурочены к различным генетическим типам отложений, в том числе и к «лысой» террасе.

В. С. Бажанов и Н. Н. Костенко (1959) приводят следующий список млекопитающих, собранных исследователями в разных местах Восточного Казахстана: *Mammuthus primigenius* (Blum.), *Rhinoceros antiqutatis* Blum., *Bos primigenius* Bojan., *Bison priscus deminutus* W. Gro-mova, *Saiga imberis* (Gmel.), *Ovis ammon* L., *Capreolus* sp., *Rangifer tarandus* (L.), *Cervus* cf. *elaphus* L., *Equus caballus* subsp., *Ursus spealaeus* Rosen.

Исходя из того, что *Mammuthus primigenius* и другие формы являются обитателями открытых пространств, следует признать, что на территории Восточного Казахстана ледов в то время не было, за исключением, может быть, островных по берегам рек.

Аналогом первой надпойменной террасы Причуйских степей в Северном Приаралье является терраса, выделенная А. Л. Яншиным как вторая надпойменная. «Вследствие особого литологического характера слагающих ее пород, — указывает А. Л. Яншин, — эта терраса отличается и по составу покрывающей ее растительности. В большинстве мест она поросла лишь редкими кустиками бижургуна (*Anabasis salsa*), между которыми остаются голые незаросшие глинистые площадки. В связи с наличием последних при наблюдении с самолета вторая терраса всегда хорошо выделяется своей светлой общей окраской» (1953, стр. 645).

В отложениях этой террасы в Арало-Тургайской низменности содержатся остатки северной фауны и флоры (отпечаток листа дуба, шишки ели и лиственницы, остатки бобра и торфяного оленя (там же). Фаунистические особенности отмеченной террасы Северного Приаралья А. Л. Яншин справедливо связывает с влиянием оледенения. Так как эта терраса, по данным А. Л. Яншина, опирается на уровень хвалынской трансгрессии, то надо полагать, что ее формирование происходило именно в хвалынский век.

Заметим, что в параллелизации I надпойменной террасы Причуйских степей со II надпойменной террасой Северного Приаралья нет противоречия, так как существует различная номенклатура террас. Для нас несомненно, что под названием «вторая надпойменная терраса» у А. Л. Яншина фигурирует терраса, возвышающаяся сразу же над так называемой высокой поймой, ибо ранее такой же номенклатуры террас в Западном Казахстане придерживался и автор (Елисеев, 1950). Правильнее, с нашей точки зрения, «лысую» террасу Северного Приаралья именовать также первой надпойменной или второй без прилагательного «надпойменная», считая в этом случае пойму первой террасой. Несомненно, что некоторая путаница в номенклатуре террас была вызвана недостаточной изученностью процесса формирования поймы, в которой обычно выделяли низкую и высокую, а в той и другой еще ступени. Отсюда и счет террас вели по-разному.

Е. В. Шандер (1951) убедительно показал, как сложно протекает формирование поймы и доказал, что наличие уступов в ней вовсе еще не говорит о новом цикле эрозии. Мне представляется, что выделение в пределах Западного Казахстана низкой и высокой пойм также мало аргументировано фактическим материалом. В действительности, вероятно, они представляют собой единую пойменную террасу, сформировавшуюся в результате одного цикла эрозии.

Аналогом описанной террасы в низовьях р. Сыр-Дарьи является равнина Дарьялыктакыр (также характеризуется светлой окраской поверхности), которую Н. Н. Костенко (1954) ошибочно считает средне-

плейстоценовой. Это подтверждается палеогеографическим анализом р. Сыр-Дарья, изложенным Б. А. Федоровичем (1952). «...Сыр-Дарья на протяжении всей истории существования,— указывает он,— многократно меняла свое русло, каждый раз уходя все дальше и дальше на север» (1952, стр. 213). Равнина с сухим руслом — Жана-Дарья, на продолжении которой к северу лежит равнина Дарьялыктакыр, возникла, по мнению Б. А. Федоровича, именно в начале верхнеплейстоценового века (или верхнечетвертичной эпохи, по его терминологии).

В связи с этим следует признать также ошибочным утверждение Н. Н. Костенко (1954) о том, что в пределах равнины Дарьялыктакыр более молодые четвертичные аллювиальные отложения подстилаются более древними (в частности, по его мнению, здесь среднечетвертичные отложения подстилаются древнечетвертичными). Очевидно, более древние, чем дарьялыктакырские аллювиальные отложения р. Сыр-Дарья развиты южнее последних.

В Восточном Узбекистане I надпойменной террасе Причуйских степей соответствует голодностепский комплекс, выделенный Н. П. Васильковским (1957). «По-видимому, в отложениях голодностепского комплекса,— указывает Н. П. Васильковский,— найдены в Восточной Фергане указанные Е. И. Беляевой остатки *Elephas primigenius* Blum.» (стр. 98).

В Павлодарском Прииртышье саройской свите отвечают отложения, содержащие, по данным К. В. Никифоровой за 1952 г., фауну верхнепалеолитического фаунистического комплекса. В предгорьях Памира и Тянь-Шаня ей синхронна V бурозветная ритмосвита, имеющая, по В. И. Попову (1958), верхнеплейстоценовый возраст (см. фиг. 54).

Пролувиальные отложения — Q^{3r1}

Верхнеплейстоценовые пролувиальные образования развиты там же, где и среднеплейстоценовые, т. е. по юго-западному склону Чу-Илийских гор. Постелью их являются породы среднего плейстоцена, миоцена и палеозоя, на которых они залегают с разрывом. Верхнеплейстоценовый пролувий представлен в основном серыми, местами косослоистыми или горизонтально-слоистыми галечниками с грубозернистым песком в заполнителе, реже — серыми гравийными песками с галькой. В галечниках встречаются глыбы и валуны до 25 см в поперечнике. Мощность отложений изменяется от 1 до 8,7 м.

В логу Кеншагыр, к востоку от останца Тортукуль, верхнеплейстоценовые отложения представлены серыми галечниками максимальной мощностью 8,7 м. По направлению к бортам долины мощность их уменьшается до 1—2 м, и вблизи бортов они выклиниваются (см. фиг. 44). В галечниках встречаются линзы грубозернистых и, в меньшей мере, мелкозернистых кварцево-полевошпатовых песков. В стенках шурфов видно, что галечники косослоистые (фиг. 51). Гальки плохо окатаны, небольшого размера (преобладает фракция размером >16 — <8 мм). В их составе отмечаются зеленовато-серые серицитовые, темно-серые кремнистые и глинистые сланцы, граниты, гранит-аплиты, пироксениты, перидотиты, габбро, порфиры, порфириты, песчаники, зеленые эпидозиты, кварциты, кварц, халцедон, сильно известковистые конгломераты, известняки. Преобладают гальки песчаников, много галек розовых микроклиновых гранитов, реже встречаются гальки порфиритов, кварца, порфиров, известняков и еще реже — гальки других пород. Содержание галечной фракции (>8 мм) подвержено значительным колебаниям в зависимости от глубины. Верхние части отложений значительно грубее лежащих ниже (табл. 35).

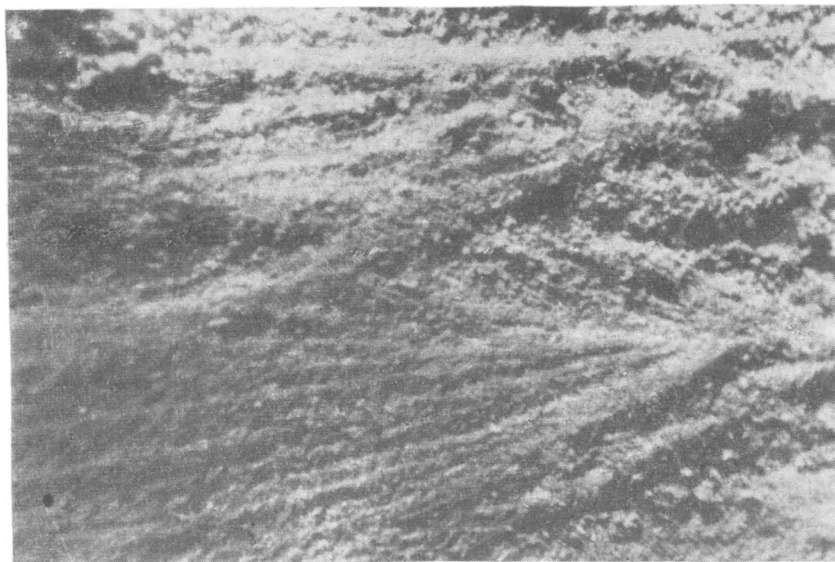
Для шлихов из верхнеплейстоценовых галечников, как и для лежащих ниже песков среднего плейстоцена, характерно высокое содержание хромита (31,6%), магнетит-мартита (около 48%) и ильменита (около 14%), образующих хромитовую с ильменитом минералогическую ассоциацию. Кроме отмеченных минералов, имеются в небольших количествах гематит, лимонит, серпентин, пироксен, рутил, циркон, барит, гранат, а также редкие знаки эпидота, касситерита, лейкоксона, шеелита, золота и осмистого придия. В этих же отложениях (в верхней части) был обнару-

Таблица 35

Гранулометрический состав верхнеплейстоценовых пролювиальных отложений в логу Кеншагыр к востоку от останца Торткуль (в %)

| Место взятия проб | Размер фракций в мм | | | |
|---------------------|---------------------|------|-------|------|
| | >8 | 8—2 | 2—0,5 | <0,5 |
| Верхняя часть толщи | 40,6 | 34,0 | 8,7 | 16,7 |
| Нижняя » » | 13,6 | 19,4 | 14,0 | 53,0 |

жен обломок кристалла алмаза весом 3 мг. Выход шлиха из верхнеплейстоценовых пролювиальных галечников в 2 раза больше, чем из среднеплейстоценовых гравийных песков, и в среднем составляет около 2,4 кг/м³.



Фиг. 51. Характер косой слоистости в верхнеплейстоценовых пролювиальных отложениях лога Кеншагыр у останца Торткуль. Фото П. И. Шумской

В 4 км выше Торткули верхнеплейстоценовые отложения представлены серыми песчаными галечниками максимальной мощностью 3,5 м. Содержание гравийно-галечной фракции в слое достигает 70,8%, в то время как фракция <0,01 мм содержится в количестве 4,1%, 2,0—0,05 мм — 24,6%, 0,05—0,01 м — 0,5%, <0,01 мм — 4,1%.

В зависимости от размера галек меняется их петрографический состав. Однако во всех классах много песчаников. Содержание кварцитов

и порфиров увеличивается от более мелких к более крупным фракциям. Более разнообразный петрографический состав галек присущ более мелким фракциям (табл. 36).

Таблица 36

Петрографический состав верхнеплейстоценовых галечников в логу Кеншагыр в 4 км выше Торткуля (в %)

| Размер фракций в см | Песчаники | Сланцы | Граниты | Кварциты | Порфиры | Порфириты | Кварц | Габбро | Эпидоциты |
|---------------------|-----------|--------|---------|----------|---------|-----------|-------|--------|-----------|
| 3,2—1,6 | 45,5 | 21,3 | 11,3 | 6,4 | 5,6 | 1,6 | 4,9 | 1,6 | 0,7 |
| 6,4—3,2 | 40,5 | 12,0 | 5,6 | 15,4 | 14,7 | 7,0 | 2,8 | 2,0 | — |
| 9,6—6,4 | 39,0 | — | 15,0 | 26,5 | 26,5 | — | — | — | — |

Еще выше по Кеншагырской долине, близ сопок Андассай—Караоба, верхнеплейстоценовые осадки образуют террасу, возвышающуюся над современным сухим руслом на 1 м. С поверхности терраса сложена желто-бурыми супесями и такого же цвета пористыми суглинками мощностью 0,8—1 м, которые подстилаются галечниками мощностью 1—1,2 м. В суглинках и супесях встречается примесь щебенки песчаников и сланцев. Галечники залегают на неровной поверхности метаморфических пород. Постель их в некоторых местах лежит ниже подошвы современных пролювиальных образований. В составе галек преобладают песчаники, сланцы и граниты, развитые по соседству. Заполнителем является красновато-серый (красноватый цвет — от присутствия микроклина) разнозернистый песок. Содержание галечной фракции в слое (<8 мм) равно 37,4%, гравийной (8—2 мм) — 23,3%, песчано-глинистой (<2 мм) — 39,3%.

Таким образом, близ столового останца Торткуль и выше по долине верхнеплейстоценовые отложения характеризуются высоким содержанием галечной фракции, достигающей местами почти 50%. Мощность осадков вверх по долине резко уменьшается (от 8,7 до 1 м). Петрографический и минералогический состав галечников остается неизменным.

Следуя от Торткуля вниз по долине, замечаем, что осадки становятся мельче. Например, в 2 км юго-западнее этого останца содержание галечной фракции в них составляет только 12%, а гравийной 17%, в то время как содержание фракции < 0,5 мм возрастает до 60%. Наряду с измельчением осадков уменьшается и их мощность. В указанном месте она равна всего 3,5 м. Среднеплейстоценовые отложения здесь размыты и породы описываемой толщи непосредственно ложатся на глины андассайской свиты.

В 4 км западнее останца Торткуль мощность описываемой толщи 2,5 м и отложения представлены галечными песками в основании, перекрытыми мелкозернистыми песками, которые по простираению сменяются разнозернистыми. В галечниках прослеживается косая слоистость, выраженная чередованием галечных песков и песков. Косая слоистость наклонена на запад под углом 10—15°, т. е. строго по течению. Гальки по-прежнему плохо окатаны, имеют небольшой размер, плоскую форму и состоят из песчаников, сланцев, кварцитов, порфиров, порфиритов, габбро, гранитов, кварца, серпентинитов и известняков; местами они переходят в конгломерат с известковистым цементом. Шлихи, как и у останца Торткуль, состоят главным образом из магнетита, хромита и ильменита, сумма которых приблизительно равна 90%; гематита, лимонита, пироксена, амфибола, эпидота, серпентина, граната, барита, сфена, циркона, рутила, лейкоксена содержится около 10%. Редкими знаками встречаются

ся анатаз, апатит, флюорит и шеелит. Выход шлиха в среднем около 2 кг/м³.

К западу от описанного разреза, примерно на протяжении 2 км, верхнеплейстоценовые пролювиальные отложения состоят из мелкозернистых песков внизу и галечных песков вверху, общей мощностью 3,5—4,0 м.

В 7 км к западу от столового останца Торткуль породы описываемой толщи представлены в основном желто-серыми и желтыми мелкозернистыми полимиктовыми песками с небольшими линзами гравия и грубозернистого песка, с прослоями галечных песков мощностью 0,8—1,4 м. Общая максимальная мощность пород 4,7 м. Количество прослоев, представленных галечными песками, увеличивается в южном направлении. Такая же закономерность, т. е. погрубение материала в южном направлении, отмечалась здесь для среднеплейстоценового пролювия.

В 2 км западнее описанного разреза (и приблизительно в 8,5 км ниже по долине от останца Торткуль) верхнеплейстоценовые отложения представлены желтовато-серыми гравийными песками с включением мелкой плохо окатанной гальки, содержание которой равно 11,6%. Содержание остальных фракций такое: 8—2 мм — 2,2%, 2—0,5 мм — 37,8%, <0,5 мм — 28,6%.

В составе галек резко преобладают песчаники (около 72%); сумма галек кварца и кварцита равна 14%, граниты составляют 9%, известняки, порфиры и габбро — 5%. Шлихи из гравийных песков состоят в основном из магнетита, хромита и ильменита, сумма которых равна 93%. Максимальная мощность гравийных песков у южного борта долины 2 м. Пески подстилаются глинами андассайской свиты.

Наконец, в устье Кеншагырской долины (у выхода ее во впадину Сарой) описываемая толща представлена серыми гравийными песками с небольшой примесью гальки (4,5%), мощностью 1—2 м. Содержание фракции <0,01 мм в слое равно 17,4%, что значительно превышает ее содержание в верхних частях лога.

Верхнеплейстоценовые пролювиальные отложения выполняют также долину лога Андассай. Здесь, в 2 км южнее сопки Андассай—Караоба, верхнеплейстоценовые пролювиальные отложения образуют террасу высотой около 5 м: по составу — это щебнистые галечники (местами диагонально-слоистые) с размером обломков от 3—5 до 10—25 см. Обломки включены в серый заглинованный песок с большим количеством гранитной дресвы. Состав обломков: песчаники, сланцы, граниты, кварциты, порфириты, гипербазиты. В слое встречаются линзы желто-серого мелкозернистого песка, мощностью до 0,5 м. Общая мощность слоя 2—3 м. Он перекрывается желто-серыми и серыми супесями с примесью щебня, мощностью 1 м.

В 5,5 км южнее (ниже по долине) пролювиальная толща сложена косослоистыми галечниками, состоящими из плохо окатанных галек, размером 3—5 см, с примесью валунов до 12 см в поперечнике. Валуну и гальки состоят из тех же пород, что и в описанном выше разрезе, за исключением ультраосновных пород. В заполнителе — желтовато-серый полимиктовый разнозернистый песок. В подошве и кровле галечникового слоя прослеживаются линзы желтовато-серых разно- и мелкозернистых песков мощностью до 1 м.

Шлихи из верхнеплейстоценовых галечников в этой части лога Андассай состоят в основном из магнетита (53,8%), ильменита (15,4%), хромита (11,3%) и гематита (10,6%). Далее следуют лимонит (2,0%), пироксен (2,0%), барит (около 2%) и циркон (около 2%). В незначительном количестве встречаются амфиболы, эпидот, серпентин, гранат, сфен, рутил, лейкоксен, анатаз и апатит. В виде редких знаков содержатся брукит, турмалин, ставролит, касситерит, монацит и шеелит. Средний вы-

ход шлиха — около 2,3 кг/м³. Мощность отложений — 1,5—2,5 м. Постелью их являются глины андассайской свиты.

Ниже по долине в составе верхнеплейстоценовых пролювиальных отложений уменьшается роль галечников, которые замещаются песками. В 4 км западнее описанного разреза соотношение песчано-глинистой и галечной фракций в разрезе примерно одинаковое. Минералогический состав шлихов не изменяется, но выход шлиха уменьшается до 0,8 кг/м³. Мощность отложений не превышает 2 м.

Еще в 1 км к западу (или в 6 км от меридионального колена лога) породы описываемой толщи представлены по всей ширине долины гравийными песками с гальками. Содержание последних в среднем равно 9,1%; гравийная фракция содержится в количестве 20,3%, а песчано-глинистая составляет 70,6%.

Максимальная мощность пород 3 м. Гальки слабо окатаны, имеют уплощенную форму и состоят главным образом из песчаников (около 75% всех галек). Кроме того, встречаются кварциты, кварц, граниты и порфиры. В заполнителе — серый разномерный кварцево-полевошпатовый песок. Состав шлихов из гравийных песков почти не претерпевает изменений (по сравнению с их составом из более верхних частей лога), если не считать, что количество ильменита здесь увеличивается до 30,6%, а содержание хромита и гематита уменьшается. Кроме того, при промывке крупнообъемных проб обнаружены редкие знаки золота. Выход шлиха — приблизительно 1 кг/м³.

В самой устьевой части лога (у выхода во впадину Сарой) верхнеплейстоценовый пролювий представлен желтовато-серыми до темно-серых кварцево-полевошпатовыми мелкозернистыми глинистыми песками с хорошо окатанными зернами мелкого гравия; мощность их 2—2,5 м.

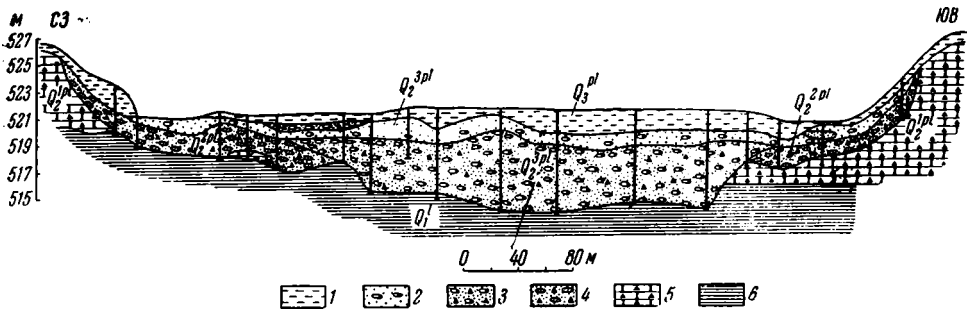
В устье лога Тарланат верхнеплейстоценовые пролювиальные отложения сложены щебнистыми галечниками с гравием и дресвой, мощностью 0,8—1,4 м. В заполнителе — серый грубозернистый песок, местами сменяющийся мелкозернистым сильно известковистым, цементирующим галечники в конгломерат. Содержание гравийно-галечной фракции в слое довольно высокое — 55%, на песчано-глинистую приходится 45%. Гальки плохо окатаны, размер их и щебенки варьирует от 0,8 до 10 см, преобладающая величина — 4—5 см. Иногда встречаются глыбы до 30 см в поперечнике. Наряду с плохо окатанной галькой и щебенкой изредка встречаются хорошо окатанные гальки кварца и кварцита, вымытые из древних конгломератовых толщ. Состав обломочного материала: песчаники, сланцы, граниты, кварц, кварциты, порфиры, габбро, серпентиниты. В галечниках видна слоистость, то горизонтальная, то диагональная.

Шлихи, отмытые из щебнистых галечников верхнего плейстоцена лога Тарланат, состоят главным образом из пяти минералов: магнетит-мартита (58%), ильменита (11%), хромита (7,6%), гематита (10%) и пироксена (7,4%), образующих ильменитовую с хромитом и пироксеном минералогическую ассоциацию. Из других минералов встречаются амфибол, эпидот, лимонит, барит, гранат, циркон, ставролит, сфен, серпентин, рутил, лейкоксен. Амфибола и серпентина содержится около 5,5%. Сумма остальных минералов не превышает 0,5%. В виде редких знаков встречаются анатаз и апатит. Выход шлиха равен 3 кг/м³, т. е. выше, чем из подстилающих их среднеплейстоценовых пород.

В логу Шиентас верхнеплейстоценовые пролювиальные отложения представлены теми же плохо отсортированными, местами горизонтально-слоистыми щебнистыми галечниками, что и в логу Тарланат, с той лишь разницей, что содержание валунно-галечной фракции в слое здесь выше (41—45%). Гальки с красновато-серым грубозернистым кварцево-полевошпатовым песком в заполнителе имеют слабую и плохую окатанность,

редко — хорошую. Форма галек уплощенная. Петрографический состав их следующий: песчаники, актинолитово-эпидотовые сланцы, известняки, эффузивы (от средних до кислых), кварц, кварциты, габбро, граниты, спениты и обломки гипербазитов. Преобладают обломки размером 5—6 см, реже встречаются обломки размером 10 см и валуны 20 см в поперечнике. В галечниках отмечаются линзы глин и гравийных косослоистых песков мощностью до 0,4 м. Мощность осадков от 2,5 до 4,0 м.

Изучение шлихов, отмытых из верхнеплейстоценовых отложений лога Шиентас, показало, что они сложены главным образом магнетит-мартином (46,5%), ильменитом (25%), хромитом (17,5%), гематитом (5,5%) и пироксеном (3%), которые в сумме составляют 97,5%. Сумма минералов — амфибола, эпидота, лимонита, барита, граната, циркона, сфена, ставролита, серпентина и лейкоксена — равна только около 2,5%. Редкими и единичными зернами в шлихах встречаются рутил, анатаз, кианит, апатит и флюорит. В шлихах из крупнообъемных проб встречено по одному зерну золота и осмистого придия. Выход шлиха из описанных отложений равен 3 кг/м³, т. е. в 2 раза больше, чем из лежащих ниже щебнистых галечников среднего плейстоцена.



Фиг. 52. Геологический разрез через лог Кижкене-Джидели в 6 км ниже выхода его из гор.

1 — суглинки голоценовые. Верхнеплейстоценовые отложения: 2 — гравий с галькой и линзами песков; 3 — щебнистые галечники; 4 — щебнистые галечники среднеплейстоценовые; 5 — конгломерат-брекчии нижнеплейстоценовые; 6 — глины оолейстоценовые

К юго-западу от гор Хантау, в логах Сункар] и [Кижкене-Джидели, верхнеплейстоценовые пролювиальные отложения состоят из щебнистых галечников с линзами песков и конгломератов, с включением глыб и валунов размером до 25 см в поперечнике, возникших в результате разрушения хантауских гор. В составе галек отмечаются песчаники, сланцы, граниты, порфириды, габбро, ультрабазиты, кварц, кварциты и эпидозиты. Содержание валуно-галечной фракции в слое достигает 50%. Мощность пород толщи изменяется от 2 до 6 м (фиг. 52). Минералогический состав шлихов из верхнеплейстоценовых галечников в качественном и количественном отношении идентичен составу их из среднеплейстоценовых отложений, но выход шлиха из первых значительно более высокий и достигает 3,2 кг/м³.

В пролювиальных отложениях, которые мы относим к верхнеплейстоценовым, содержатся остатки фауны и флоры. Так, в отложениях севернее левого притока лога Сарыбулак Западный, образующих террасу высотой 6 м (по данным Е. Д. Поляковой за 1952 г.), встречены костные остатки *Equus (Asinus) sp.* (определение И. М. Громова). В них же имеются пресноводные моллюски, которые, по заключению И. В. Даниловского, живут и в настоящее время. Это заключение послужило поводом для Е. Д. Поляковой считать указанные отложения современными, что, несомненно, не соответствует действительности, ибо современные отложе-

ния здесь залегают на 6 м ниже. В этих же и в аналогичных им отложениях правого притока лога Тарланат, по данным Е. Д. Поляковой, содержится пыльца *Chenopodiaceae*, *Cruciferae*, *Juniperus*, *Ericaceae*, а также много спор грибов и растительных тканей. Формирование осадков, содержащих перечисленные растительные остатки, по заключению В. В. Зауер, происходило в условиях достаточной влажности, на что указывают встречающиеся в них в значительном количестве грибы и остатки древесины, хотя в общем растительность имеет степной характер. Эти данные (в совокупности с характером указанного фаунистического комплекса и литологическими особенностями верхнеплейстоценового аллювия) также подтверждают существование в верхнем плейстоцене относительно влажного климата.

Верхнеплейстоценовые пролювиальные отложения по гранулометрическому составу, окатанности и сортированности в общем близки к среднеплейстоценовым. В них, как и в среднеплейстоценовых образованиях пролювиального генезиса, наблюдается уменьшение крупности материала в направлении от Чу-Илийских гор к Чуйской впадине и от гор Хантау к северо-западу.

Однако более детальное сравнение верхне- и среднеплейстоценовых отложений показывает, что первые характеризуются несколько более грубым составом, большим выходом шлиха, лучшей окатанностью и сортированностью. Возможно, это связано с небольшим увеличением мощности потоков в верхнем плейстоцене вследствие некоторого увеличения влажности климата.

ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Аллювиальные отложения (чуйская свита) — Q_3^{al}

Голоценовые аллювиальные отложения участвуют в строении поймы долины р. Чу. Поверхность поймы на большей части сильно заболочена и густо поросла камышом или луговыми травами. Ширина ее варьирует в больших пределах: от 1—5 км в суженных местах до 25—30 км в областях «разливов».

В исследованном районе пойма сложена серыми песками — от мелкозернистых глинистых до грубозернистых, галечными песками, серыми суглинками, торфами и илами. Как и более древние, голоценовые аллювиальные отложения в разных участках долины имеют неодинаковое строение.

Западнее оз. Малый Каракуль пойменная терраса образована двумя горизонтами — песчаным внизу и суглинистым сверху, общая мощность которых не превышает 6—8 м. Эти горизонты представляют собой русловую и пойменную фации аллювиальной свиты. Наложение одной фации на другую обусловлено горизонтальным смещением потока, т. е. указанные фации являются разновозрастными.

В озерах идет формирование старичного аллювия, представленного темно-серыми, почти черными илами.

Отметим, что двуслойное строение современного аллювия в низовьях р. Чу было подмечено еще Д. И. Яковлевым, но он ошибочно связывал это явление не с блужданием русла, а с изменением мощности чуйского потока во времени: «Под слоем илстых глин, обладающих обычно мощностью около метра, залегают толща диагонально наслоенных слабоглинистых песков с небольшими линзами гравия и мелкого галечника. Пески соответствуют тому периоду жизни реки, когда и в низовьях она была еще полноводна, доносила сюда много песчаного материала и здесь его отлагала» (Яковлев, 1941, стр. 129).

В большинстве случаев русловая фация голоценового аллювия к западу от оз. Малый Каракуль образована серыми и темно-серыми кварцево-полевошпатовыми гумусированными разномерными песками, местами засоленными. Значительно реже в ее составе прослеживаются серые гравийные пески с галькой. На осадках русловой фации залегает покровный горизонт, представленный серыми и темно-серыми суглинками, сменяющимися по простиранию камышовым торфом.

В связи с тем, что река летом разбивается на ряд изолированных плесов, которые сильно заиляются, различия между стречневой и боковой фациями стираются. Более того, в ряде случаев боковая фация представлена мелкозернистыми песками, которые по направлению к стречневой



Фиг. 53. Обрыв пойменной террасы долины р. Чу в районе уроч. Чилил.
Фото автора

части русла сменяются темно-серыми илами или илами, перемешанными с песками. Таким образом, вследствие особого режима реки, вызванного климатическими условиями, возникает последовательность отложений, обратная наблюдающейся в руслах равнинных рек, протекающих в областях с более влажным климатом.

В районе уроч. Чилил (к югу от сора Буралкенынтуз) чуйская свита образована следующими породами (фиг. 53); сверху вниз:

| | Мощность в м |
|---|--------------|
| Q ₃ 1. Суглинки серые, пористые | 1,2 |
| 2. Пески серые, кварцево-полевошпатовые, грубозернистые. В песках много раковин пресноводных моллюсков <i>Planorbis planorbis</i> (L.) и наземных <i>Succinea putris</i> (L.) | 2,8 |
| 3. Ниже уреза воды (и в отмелях русла) видны темно-серые (во влажном состоянии) кварцево-полевошпатовые среднезернистые пески. Мощности их, судя по глубине плесов | около 2 |

Русловая фация преобладает.

Шлихи, отмытые из песков русловой фации, состоят в основном из ильменита (31%), эпидота (41%) и амфибола (7,5%). Кроме того, встречаются гематит (7%), циркон (4,5%), турмалин (1,0%), сфен (1,5%),

ставролит (1,5%), гранат, андалузит, дистен, лейкоксен, рутил и апатит. Выход шлиха — 0,3 кг/м³.

В 0,3 км восточнее оз. Большой Каракуль осадки чуйской свиты вскрыты двумя шурфами. Разрез шурфа 48с следующий (сверху вниз):

| | Мощность в м |
|--|--------------|
| Q ₃ 1. Супесь светло-серая, пылеватая, с корнями растений | 0,2 |
| 2. Пески серые, разнозернистые, полимиктовые, с белыми выцветами солей | 0,7 |
| 3. Пески светло-серые, разнозернистые, полимиктовые, с белыми выцветами солей. Зерна песка средней окатанности. В слое наблюдается чередование прослоев мелко- и крупнозернистых песков. Мощность прослоев 5—20 см. В прослоях крупнозернистого песка наблюдается косая слоистость | 1,15 |
| 4. Пески желтые, мелкозернистые, полимиктовые, уплотненные, влажные | 1,55 |
| 5. Глины желтовато-серые, с голубым оттенком, с охристо-желтыми и бурными пятнами, песчанистые, комковатые | 0,3 |
| 6. Пески желтые, мелкозернистые, полимиктовые, уплотненные, влажные | 0,6 |

Неполная мощность голоценовых отложений 4,5 м. Полная мощность их осталась невыясненной.

Для шливовой пробы, отобранной из основания слоя 2, характерен небольшой выход шлиха — 0,4 кг/м³. В основном шлик состоит из четырех минералов: ильменита (37%), гематита (15%), магнетит-мартита (35%) и пироксена (8%). Сумма минералов — граната, эпидота, циркона и барита составляет около 5%. Хромит, ставролит, рутил, анатаз и лейкоксен встречаются редкими знаками. Выход ильменита, при содержании его в шлихе в количестве 37%, незначительный — только 0,15 кг/м³. Содержание пироксена почти в 5 раз меньше.

Разрез шурфа 47с (сверху вниз):

| | Мощность в м |
|---|--------------|
| Q ₃ 1. Супесь светло-серая, пылеватая, с корнями растений | 0,35 |
| 2. Пески светло-серые, мелкозернистые, полимиктовые, засоленные (соль встречается в форме отдельных кристаллов и гнезд) | 0,9 |
| 3. Пески желтовато-серые, разнозернистые, полимиктовые, водоносные | 1,0 |

В 5 км южнее оз. Большой Каракуль голоценовые осадки вскрыты шурфом 61с. Состав их таков (сверху вниз):

| | Мощность в м |
|--|--------------|
| Q ₃ 1. Почва серая, с корнями растений | 0,15 |
| 2. Суглинки серые, пористые, с корнями растений | 0,40 |
| 3. Суглинки темно-серые, гумусовые, пористые, с корнями растений | 0,30 |
| 4. Глины светло-серые, комковатые, пористые, с корнями растений | 0,20 |
| 5. Суглинки темно-серые, гумусовые, пористые, с корнями растений | 0,20 |
| 6. Пески голубовато-серые, тонкозернистые, глинистые, полимиктовые, с охристо-желтыми пятнами и разводами солей железа, с корнями растений | 1,75 |

Гранулометрический анализ песков русловой фации из описанных разрезов показывает, что для них характерно резкое преобладание фракций < 0,25 мм (от 75 до 94%, табл. 37), т. е. они относятся к категории мелкозернистых алевритистых и глинистых.

Более грубые разности русловой фации имеются в 10 км южнее оз. Большой Каракуль. Здесь в русле р. Чу выходят серые крупнозернистые пески с гальками и валунами. Гальки и валуны состоят из кварца, кварцита, кремня, яшм, песчаников и известняков. Окатанность галек, состоящих из кварца, кварцита, яшм и кремня, средняя и даже хорошая. Они вымыты из более древних кластических толщ. Гальки из песчаников и известняков представляют собой обломки со сглаженными углами и

Гранулометрический состав голоценовых песков из шурфов 47с и 61с (в %)

| № горной выработки | Размер фракций в мм | | | | | | | |
|-----------------------|---------------------|------|-------|----------|----------|----------|-----------|-------|
| | 3 | 3-1 | 1-0,5 | 0,5-0,25 | 0,25-0,1 | 0,1-0,05 | 0,05-0,01 | 0,01 |
| 47с, слой 3 | — | 0,9 | 19,19 | 5,99 | 29,11 | 25,34 | 15,23 | 4,24 |
| 61с, слой 6 | 0,1 | 0,54 | 0,78 | 1,70 | 20,94 | 21,1 | 11,85 | 39,99 |

ребрами. Преобладающий размер галек 2—5 см. Содержание гравийно-галечной фракции в слое равно 51,94%, фракции 1—01 мм — 46,54%, 0,1—0,01 мм — 0,62%, меньше 0,01 мм — 0,09%.

Следует заметить, что ширина современной долины в этом месте не превышает 1 км. Правый склон ее и частично левый образованы песчаниками и известняками карбона, смятыми в антиклинальную складку. В месте пересечения р. Чу этой структуры, т. е. приблизительно на расстоянии 8—10 км и прослеживаются более грубые разности русловой фации голоценового аллювия.

Описанные галечные пески, мощность которых осталась невыясненной (но, по-видимому, не превышает 1,5—2,0 м), перекрываются темно-серыми, сильно гумусированными мелкозернистыми песками мощностью около 5 м.

В шлихах, отмытых из галечных песков, много ильменита (47%), эпидота (15%) и гематита (15%), образующих ильменитовую с эпидотом минералогическую ассоциацию. Из других минералов отметим хромит (5,5%), барит (4%), магнетит (3%), пироксен (2,5%) и амфибол (около 2%). В незначительных количествах встречаются рутил, циркон, сфен, ставролит и анатаз. Средний выход шлиха (по двум шлиховым пробам) — 0,4 кг/м³.

В 12 км выше оз. Малый Камкалыкуль русловая фация представлена кварцево-полевошпатовыми мелкозернистыми песками, перемешанными с гумусом и потому имеющими черный цвет. Видимая мощность ее 2 м, а истинная, по-видимому, около 3,5—4 м, так как глубина плесов варьирует в пределах 1,5—2,0 м. Покровный горизонт сложен темно-серыми гумусными суглинками с большим количеством раковин пресноводных моллюсков. Мощность его 1,5—2,0 м.

Шлих, отмытый из мелкозернистых песков русловой фации состоит из гематита (44%), ильменита (24%) и эпидота (13%), образующих ильменитовую с эпидотом минералогическую ассоциацию. Из других минералов обнаружены магнетит (4%), циркон (4%), сфен (4%), гранат (3,5%) и, в незначительных количествах, анатаз, апатит, лейкоксен, рутил, барит, хромит, пироксен и амфибол. Выход шлиха — 0,1 кг/м³.

В 37 км восточнее уроч. Каратал, у оз. Малый Каракуль, верхние части чуйской свиты также образованы серыми гумусными суглинками и серыми мелкозернистыми глинистыми песками. Шурф 13с, расположенный в 0,5 км к северу от оз. Малый Каракуль, вскрыл (сверху вниз):

| | Мощность в м |
|---|--------------|
| Оз 1. Суглинки серые, пористые, с корнями растений | 0,10 |
| 2. Пески желтовато-серые, кварцево-полевошпатовые, мелкозернистые, глинистые, с редкими зернами гравия кварца и яшм | 2,9 |

Неполная мощность отложений 3 м.

Гранулометрический состав песков из этого шурфа и из рядом расположенного приведен в табл. 38.

Таблица 38

Гранулометрический состав песков русловой фации голоценового возраста
у оз. Малый Каракуль (в %)

| № образца | Размер фракций в мм | | | | | | | |
|---------------|---------------------|------|-------|----------|----------|----------|-----------|--------|
| | $\bar{\tau} > 3$ | 3—1 | 1—0,5 | 0,5—0,25 | 0,25—0,1 | 0,1—0,05 | 0,05—0,01 | < 0,01 |
| 13с | — | 0,07 | 0,33 | 0,92 | 43,45 | 34,77 | 2,87 | 16,96 |
| 1с | 1,3 | 1,08 | 8,64 | 6,28 | 44,54 | 24,54 | 3,30 | 10,32 |

Как видно из таблицы, порода представлена глинисто-алевритистым мелкозернистым песком. Выход шлиха из него незначителен — 0,13 кг/м³. Шлих состоит в основном из ильменита, магнетит-мартита и гематита, сумма которых составляет 91%. Кроме этих минералов, встречены гранат, хромит, пироксен, эпидот, циркон, ставролит, барит, сфен, рутил, амфибол, лейкоксен и лимонит. В наибольшем количестве содержится эпидот — 2,7%.

Таким образом, ниже оз. Малый Каракуль в разрезах чуйской свиты русловая фация преобладает (хотя и представлена в основном мелкозернистыми песками). Высота пойменной террасы около 4—5 м.

Юго-восточнее оз. Малый Каракуль протягивается область «разливов» р. Чу, заканчивающаяся у с. Фурмановки. Она характеризуется наличием нескольких главных русел, прослеживающихся на всем указанном расстоянии. Пространство между ними почти сплошь заболочено. Кроме этих русел, имеется много русел-старич, длиной от 1 до 10 км, вытянутых в том же направлении. Окружающее их пространство также в большинстве случаев заболочено. Водоток в главных руслах большую часть года отсутствует. Формирующиеся в них осадки (русловая фация) представлены мелкообломочными разностями — мелкозернистыми песками, алевритами, илами. С ними сложно переплетаются в пространстве болотные, старичные и пойменные фации, представленные торфами, илами, глинами, суглинками и алевритами. Эта гамма фаций, по видимому, неоднократно повторяется в разрезе. Следовательно, здесь нет той закономерности в распределении фаций, которая описана Е. В. Шанцером (1951) для равнинных рек более влажного климата и которая подтверждается для суженных участков долин. Возникающий указанным путем аллювий является настилаемым, или констративным. Мощность голоценовой аллювиальной свиты в области «разливов» осталась невыясненной. Высота поймы не превышает 1,0—1,5 м.

Юго-восточнее с. Фурмановки, т. е. выше по течению р. Чу, хорошие разрезы чуйской свиты прослеживаются в районе сел Коктерек и Айдарлы. В 8 км выше с. Айдарлы пойменная терраса, высотой 3,2 м, имеет следующее строение (сверху вниз):

Мощность в м

- Q₃ 1. Суглинки желтовато-серые и светло-желтые, пористые, с линзами серого косослоистого песка. Мощность линз до 10 см 1,4
2. Пески серые, кварцево-полевошпатовые, разнозернистые (от мелко- до крупнозернистых), гравийные, с прослоем бурого гравия (мощностью 5 см) в верхней части. В нижней части слоя имеются линзы (мощностью 20 см) серого мелкого галечника, представленного слабо окатанными гальками 1,8

В районе с. Ворошиловки и ст. Чу пойменная терраса имеет высоту 4 м и следующее строение (сверху вниз):

Мощность в м

- | | |
|---|-----|
| 1. Супесь желтовато-серая, пылеватая, с линзами мелкого галечника мощностью 0,3 м. В суглинке много раковин моллюсков двух видов — <i>Planorbis planorbis</i> (L.), <i>Eulota (Leucozonella) rubens</i> (Mart.) | 1,4 |
| 2. Погребенный торфяник | 0,3 |
| 3. Пески желтые, мелкозернистые, полимиктовые, пылеватые | 2,3 |

Из рассмотрения разрезов видно, что выше с. Фурмановки в чуйской свите вновь четко выступают русловая и пойменная фации, из которых преобладает первая.

Указанные закономерности в строении чуйской свиты, вероятнее всего, по аналогии с более древними аллювиальными отложениями, объясняются различной направленностью современных тектонических движений — опусканиями в области разливов и поднятиями к западу и юго-востоку от нее.

Из описания разрезов чуйской свиты видно, что русловая фация последней представлена значительно более мелкозернистыми разностями, чем развитые здесь же русловые фации саройской и шошкаульгенской свит, на что выше обращалось внимание. Это значит, что современный речной поток в Чуйской долине по сравнению с ранневерхнеплейстоценовым стал менее мощным, т. е. что относительно засушливые климатические условия второй пловины верхнего плейстоцена сохранились в мало измененном виде и в голоцене.

Характерно, что непрерывное течение в русле р. Чу в настоящее время прослеживается только до с. Фурмановки. Во время паводка поток едва достигает оз. Большой Камкалыкуль. Самой нижней точкой, где сказывается действие наиболее высоких паводковых вод, является оз. Ащиккуль. Западнее этого озера русло р. Чу совершенно сухое, в то время как верхнеплейстоценовая Пра-Чу, судя по развитию первой надпойменной террасы и ее строению, от с. Фурмановки до оз. Ащиккуль и западнее имела постоянный и достаточно мощный водоток.

Возрастным аналогом чуйской свиты в других районах Казахстана, в частности в Центральном, являются отложения пойм, содержащие, по сведениям К. В. Никифоровой за 1959 г., голоценовую фауну. В Восточном Узбекистане ей соответствует сырдарьинский комплекс голоценового возраста, описанный под таким названием Н. П. Васильковским (1957). В районе Иссык-Кульской впадины ей синхронны отложения иссыккульского яруса В. В. Попова (1957), возникшие в голоцене (фиг. 54).

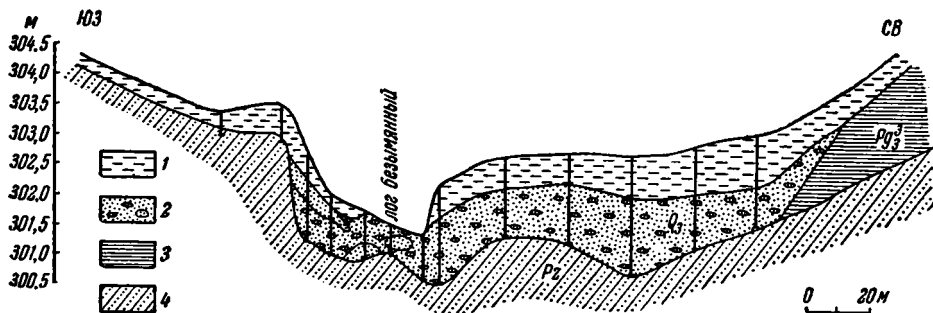
Проллювиальные отложения — Q^{pl}₃

Проллювиальные отложения голоценового возраста выполняют долины временных потоков, стекающих с Чу-Илийских гор и Казахского нагорья в сторону Чуйской впадины. Однако осадки, отлагаемые современными потоками, в отличие от более древних (например, верхнеплейстоценовых) не образуют сплошного шлейфа у подножья гор, а строго локализируются в долинах. Поэтому правильнее, быть может, считать их не проллювием, а пролювием аллювием.

В устье лога Безымянного на неровной поверхности элювированных пород палеозоя залегают галечники с линзами песков, перекрывающиеся светло-серыми грубыми суглинками (фиг. 55). Содержание валуно-галечной фракции в нижнем слое в среднем равно 27,5%, фракции 8—2 мм — 25%, 2—0,2 мм — 30,5%, <0,2 мм — 17%. В составе галек

преобладают кислые эффузивы и песчаники, составляющие около 80%. Кроме этих пород, встречаются гальки кварцита, кварца, кремнистых сланцев, яшм и известняков. Окатанность галек слабая и плохая. Галек слабой и плохой окатанности приблизительно 90%, галек средней и хорошей окатанности — около 10%. Преобладающий размер галек 1,6—2,5 см. Наблюдается некоторое увеличение размера галек сверху вниз по разрезу. Мощность галечникового слоя изменяется от 0,7 до 1,2 м.

По направлению к верховьям мощность галечников уменьшается. На расстоянии 8 км от устья они выклиниваются, и в долине прослеживается щебенка гранитов и эффузивов незначительной мощности. Шлихи, отмытые из галечников устьевой части лога Безымянного, состоят в основном из ильменита (44%), гематита (34,5%) и магнетит-мартита (7,5%).



Фиг. 55. Схематический разрез голоценового ложкового аллювия в устьевой части лога Безымянного.

1 — суглинки; 2 — галечники с линзами песков; 3 — образования верхнего олигоцена (асказансорская свита); 4 — палеозойские отложения

Кроме этих минералов, встречаются гранат (6%) и в небольшом количестве сфен, турмалин, амфибол, ставролит, хромит, а также редкие знаки апатита, кианита, андалузита, платины и осмистого иридия. Средний выход шлиха — около 2 кг/м³, т. е. в 1,8 раза меньше выхода его из размываемых логом галечников асказансорской свиты, вскрытых горными выработками линии XX (V).

Лог Коктал, значительно более длинный по сравнению с логом Безымянным, в пределах исследованной части выполнен серыми кварцево-полевошпатовыми грубозернистыми, местами косослоистыми гравийными песками с небольшой примесью гальки (5—10%). Плохо и слабо окатанные гальки состоят в основном из кварца, кремнистых пород и песчаников. Реже встречаются гальки хорошей окатанности, представленные сургучно-красными яшмами и кварцевыми порфирами. Наряду с гальками имеется также щебенка местных пород девона и карбона. Размер галек 3—5 см.

Содержание гравия достигает 50%; зерна имеют размер 0,3—0,5 см и состоят из кварца, кремнистых пород и песчаников. Окатаны они лучше, чем гальки (преимущественно имеют среднюю окатанность). Мощность гравийных песков лога Коктал изменяется от нуля (во многих местах в дне лога выходят коренные породы) до 1,5 м. Описанные галечные пески перекрываются серыми пористыми суглинками мощностью до 1,5 м.

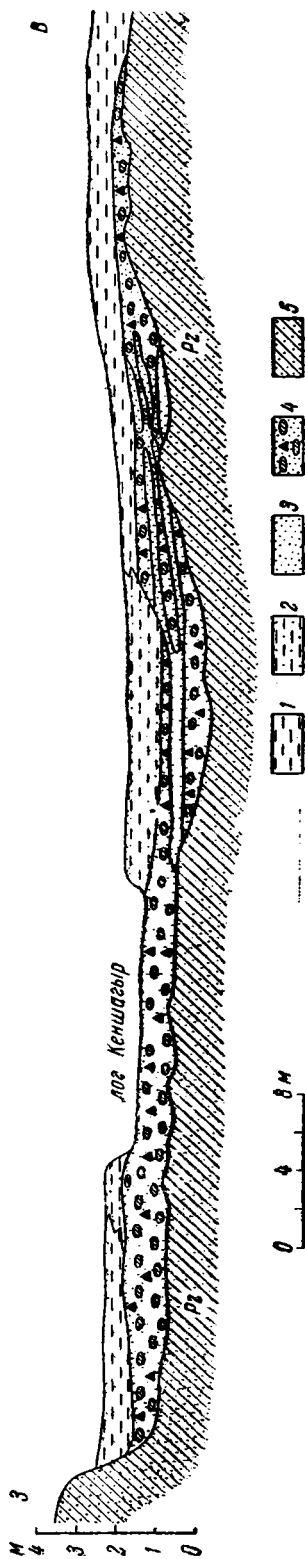
Основная масса шлихов из гравийных песков лога Коктал состоит из ильменита (43%), гематита (24%) и магнетит-мартита (20%). Из других минералов отметим хромит (2,6%), пироксен и амфибол (в сумме составляют 2,3), эпидот (1,5%), барит (1,5%), сфен, ставролит, редкие знаки

апатита и турмалина; сумма минералов — граната, циркона и рутила — равна 2,5%. Средний выход шлиха (на основании анализа пяти шлихов) — 0,7 кг/м³, т. е. почти в 3 раза меньше, чем выход его из отложений лога Безьянного.

Восточнее лога Коктал современный ложковый аллювий имеется в логах Андассай, Кеншагыр и Карчингалы. В нижней части лога Андассай он представлен палево-желтыми пористыми суглинками с примесью плохо окатанных галек (тяготеют к основанию), мощностью 1,0—1,5 м. В районе сопки Андассай — Караоба, т. е. близ развилка логов Андассай и Кеншагыр, они сменяются серыми разнo-зернистыми песками с линзами плохо окатанных галечников, общей мощностью 2 м. На них лежат желто-серые супеси мощностью 1 м.

Аналогичная картина наблюдается в логу Кеншагыр. В нижней части его ложковый аллювий представлен маломощными (1—2 м) желто-серыми суглинками и супесями с включением плохо окатанных галек и щебенки. Местами (например, в 7 км западнее остана Торткуль) мощность супесчано-суглинистых пород возрастает до 4,2 м. Вблизи развилка, у подножия горы Чагырлы, суглинки замещаются галечниками мощностью 0,8 м. Гальки состоят из самых разнообразных пород, в которых преобладают песчаники и сланцы силура, кембрия и протерозоя (всего около 40%); далее следуют порфиры и порфириты, составляющие около 30%, и граниты — 9%. Сумма галек кварцитов и кварца равна 11%, а галек конгломератов, габбро, серпентинитов, яшмо-кварцитов и эпизодитов — 10%. Гальки включены в черный разнo-зернистый кварцево-полевошпатовый песок (фиг. 56).

Указанные закономерности в строении современных отложений в логах Андассай и Кеншагыр позволяют сделать вывод о том, что весенние потоки в них стали настолько маломощными, что их действие сказывается только в пределах гор. К юго-западу они разливаются, образуя чрезвычайно мелкие озера, в которых отлагается суглинистый материал. Известно, что в верхнем плейстоцене в этом месте отлагались сравнительно мощные галечники. Резкое уменьшение мощности потока в голоценовую эпоху связано с иссушением климата.



Фиг. 56. Схематический разрез голоценового ложкового аллювия в логу Кеншагыр, в районе сопки Андассай—Караоба.

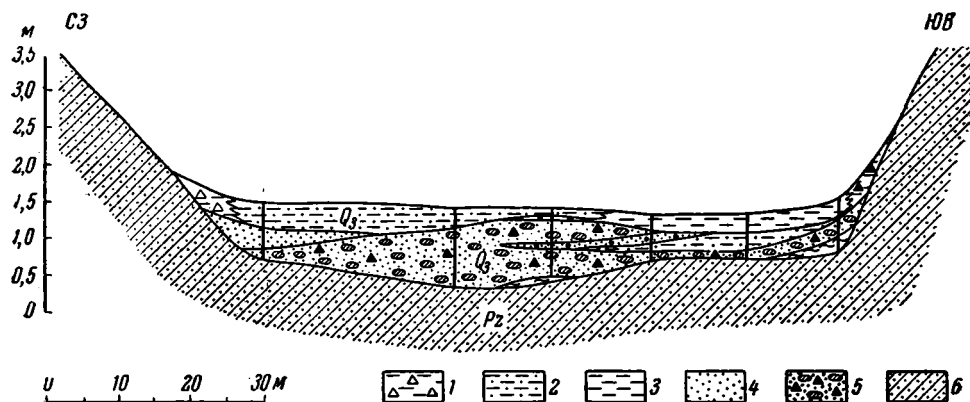
1 — суглинки; 2 — супеси; 3 — песок; 4 — галечники щебенчатые; 5 — палеозойские отложения

На резкое сокращение мощности потока в современную эпоху указывает также несоответствие ширины долин и мощности потоков. Так, ширина Кеншагырской долины в районе останца Торткуль достигает 4 км, а потока в ней нет даже во время весеннего снеготаяния. Следовательно, долина такой ширины была выработана в более влажном климате верхнеплейстоценового времени.

Аллювиальные отложения сухой долины Карчингалы ниже соленого озера, т. е. в пределах ее меридионального отрезка, представлены слабо сортированными галечниками, включенными в серый разнородный кварцево-полевешпатовый песок. Средний гранулометрический состав их таков (в %):

| | | | | |
|------|-------|------|-------|---------|
| >100 | 100—8 | 8—2 | 2—0,5 | <0,5 мм |
| 0,5 | 40,5 | 25,5 | 8,5 | 25,0 |

Форма галек преимущественно уплощенная, окатанность слабая. Петрографический состав галек: песчаники, сланцы, граниты, порфириды, кварциты, кварц, порфиры, габбро и известняки.



Фиг. 57. Схематический разрез голоценового ложкового аллювия в логу Сарыбулак Восточный, в 8 км северо-восточнее дороги Канжол.

1 — суглинки со щебнем; 2 — супеси; 3 — суглинки; 4 — пески; 5 — галечник щебнистый с линзами песков и глин; 6 — палеозойские отложения

Долина Карчингалы на описываемом участке врезана в столовую возвышенность, образованную нижнеплейстоценовыми щебнистыми галечниками, на 1,5—2,0 м. Ширина ее 16—20 м, а мощность отложений не превышает 2 м.

Современные отложения, выполняющие лога Сарыбулак Западный, Тарланат, Куртуланбулак, Суукбулак, Аккудук, Джидели, Джаман-Талды, Джаксы-Талды, Сарыбулак Восточный, Шиентас, Талдысай, Сункар и Кишкене-Джидели, представлены в горной их части в основном щебнистыми галечниками, которые на некотором удалении к юго-западу от зоны разлома сменяются суглинками и супесями с примесью плохо окатанной гальки и щебенки, тяготеющих к основанию слоя. В галечниках прослеживаются прослойки песков от мелко- до крупнозернистых гравийных, супеси и глины. Нередко щебнистые галечники вверх по разрезу сменяются супесями, переходящими по простираению в суглинки (фиг. 57). Гранулометрический состав щебнистых галечников некоторых логов приведен в табл. 39 (по данным Е. Д. Поляковой за 1952 г.).

Таблица 39

Гранулометрический состав современных ложковых отложений (в %)

| Место взятия пробы | Размер фракций в мм | | | | | | | | | |
|---|---------------------|-------|-------|------|-------|----------|----------|----------|-----------|--------|
| | >5 | 5-3 | 3-2 | 2-1 | 1-0,5 | 0,5-0,25 | 0,25-0,1 | 0,1-0,05 | 0,05-0,01 | < 0,01 |
| Лог Аккудук в 1 км ниже выхода его из гор | 33,84 | 12,36 | 7,60 | 5,7 | 11,83 | 4,54 | 4,62 | 5,26 | 4,05 | 10,2 |
| Лог Куртуланбулак в 0,5 км выше дороги Канжол | 31,55 | 15,20 | 10,17 | 6,15 | 10,22 | 5,98 | 3,61 | 2,81 | 1,55 | 12,76 |

Из таблицы видно, что содержание гравийно-галечной фракции в логу Куртуланбулак довольно высокое — 57%.

Окатанность галек слабая и плохая, изредка встречаются хорошо окатанные гальки; преобладающий размер галек 3—4 см. Среди галек этого размера встречаются и более крупные (до 10 см), а также валуны до 20 см в поперечнике. Гальки и щебенка состоят из пород, слагающих горы Майжарылган и Хантау. Это песчаники, сланцы, габбро, жильный кварц, яшмо-кварциты. В заполнителе — зеленовато-серый полимиктовый песок. В толще местами видна грубая горизонтальная слоистость, обусловленная чередованием прослоев галечников и гравийных песков. Наряду с горизонтальной слоистостью в них изредка прослеживается и косая, наклоненная вниз по течению. Сортировка материала в современных ложковых отложениях несколько хуже, чем в более древних.

Мощность пород, по данным одной долины, довольно сильно варьирует, наибольшая констатируется на участке лога несколько ниже зоны разлома. Так, например, неполная мощность щебнистых галечников в логу Куртуланбулак, в 0,8 км выше дороги Канжол, — 4,9 м. Вверх по течению она уменьшается, не превышая местами 10—30 см. Нередко пролювиальные отложения вовсе отсутствуют и в дне лога выходят коренные породы. Ниже по течению помимо уменьшения мощности резко изменяется и состав отложений, на что уже обращалось внимание выше.

В логу Сункар, в 2 км ниже выхода его из гор (самая юго-восточная часть исследованной территории), современные ложковые отложения представлены щебнистыми галечниками с линзами и прослоями песков, мощностью около 3 м. Содержание валунно-галечной фракции в слое достигает 30—35%.

Минералогический состав их не отличается от состава более древних отложений, но выход шлиха из голоценовых отложений ниже, чем из подстилающих пород, и в среднем не превышает 1,5 кг/м³.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НЕАЛЛЮВИАЛЬНОГО ГЕНЕЗИСА

Золотые отложения — Q^{col}

Морфологическим выражением аридных климатических условий в Причуйских степях и соседних районах является песчаный массив Муюнкумы, а также золотые бугры и гряды, развитые по правобережью р. Чу, к северу и востоку от него.

В отношении происхождения золотых песков Муюнкумы мнения исследователей расходятся.

А. Г. Гаель и Е. С. Останин (1939), а впоследствии У. М. Ахмедсафин (1945) пришли к выводу о том, что эти пески возникли в результате развевания аллювиальных отложений четвертичного возраста.

Д. И. Яковлев считал, что «даже барханые и грядовые пески основной площади Муюнкума, с несомненным значительным эоловым переносом, являются продуктом раздувания лежащих здесь третичных осадков» (1941, стр. 132). Эту точку зрения поддержал Б. А. Федорович в статье «Происхождение и развитие песчаных толщ пустынь Азии». Он писал: «Даже в подгорной пустыне Муюнкумы, частью сложенной наносами рек Таласс и Чу, по данным геолога Д. И. Яковлева, значительные пространства песков являются результатом перевевания эоценовых морских осадков» (1950, стр. 228).

Фактический материал, собранный автором, неоспоримо свидетельствует о том, что песчаный массив Муюнкумы, по крайней мере в своей северо-восточной части, возник в результате развевания только четвертичного аллювия.

Выше было показано, что по левобережью р. Чу, т. е. в пределах Муюнкумов, ясно прослеживаются три надпойменные террасы, верхние части которых переработаны эоловыми процессами. На I надпойменной террасе, в отличие от более высоких, эоловые отложения не пользуются сплошным развитием. Это явление, по нашему мнению, объясняется тем, что более древние террасы подвергались значительно более длительному воздействию ветра, чем верхнеплейстоценовая терраса. Кроме того, в пределах этой террасы аллювиальный покров местами смыт и на дневную поверхность выходят породы дочетвертичного (верхнемелового и олигоценового) возраста, на которых эоловые бугры отсутствуют. Вследствие большей уплотненности по сравнению с четвертичными осадками породы дочетвертичного возраста развеванию, по-видимому, не подвергаются.

Это подтверждается таким фактом. Эоловые бугры и гряды, развитые на левом берегу р. Чу, к западу от оз. Большой Каракуль, исчезают на правом. Развитые здесь миоценовые, олигоценовые и верхнемеловые пески, галечники и глины не несут на своей поверхности эоловых бугров. Такое парадоксальное явление легко объясняется отсутствием в этой части Бет-Пак-Далы отложений четвертичного возраста. При этом надо заметить, что климатические условия на левом и правом берегах р. Чу совершенно одинаковы. С другой стороны, в области развития четвертичных отложений (например, во впадине Сарой), встречаются эоловые бугры и гряды различной величины.

Мощность эоловых отложений увеличивается с севера на юг, т. е. от окраинной зоны массива к центральной части его. В пределах I надпойменной террасы р. Чу мощность перевеянных пород не превышает 5—10 м, тогда как на расстоянии 40—50 км к югу, в пределах развития III надпойменной террасы, претерпевшей более длительную обработку ветром, она достигает 50—60 м.

Эоловые пески состоят из кварца, полевого шпата (микроклина и плагиоклаза) и обломков пород с небольшой примесью тяжелых минералов. Зерна кварца окатаны слабо (но лучше, чем в нижележащих аллювиальных отложениях); они прозрачные, неправильной формы. Частицы микроклина (красного, желтого, розового и зеленовато-серого цвета) и плагиоклазы, как и обломки пород, состоящих из кварца и полевого шпата, имеют среднюю окатанность. Содержание кварца в эоловых песках Муюнкумы повышается от окраинной части массива к центральной. В песках, образованных за счет перевевания наиболее древних (нижнеплейстоценовых) аллювиальных отложений, содержание кварца, по данным У. М. Ахмедсафина за 1947 г., достигает 70—80%.

В шлихах, отмытых из золотых песков, развитых на I и II надпойменных террасах, преобладают ильменит, гематит и магнетит-мартит, сумма которых составляет 85%. Кроме отмеченных минералов, встречаются гранат (3,5%), эпидот (3,5%), амфибол (3,0%), пироксен (3,0%), а также, в незначительном количестве, — циркон, сфен, ставролит, рутил, лейкоксен, хромит, апатит и анатаз. Выход шлиха — 0,1 кг/м³.

Что касается гранулометрического состава золотых песков, в них в общем преобладает фракция 0,25—0,05 мм, содержание ее обычно не падает ниже 60%. Приводимые ниже таблицы гранулометрического состава этих песков показывают, что они в основном мелкозернистые, алевритистые, реже — мелко- и среднезернистые (табл. 40 и 41).

Таблица 40
Гранулометрический состав (в %) золотых песков, развитых на I надпойменной террасе

| Место взятия пробы | Размер фракций в мм | | | | | |
|--|---------------------|----------|----------|----------|-----------|--------|
| | 1—0,5 | 0,5—0,24 | 0,25—0,1 | 0,1—0,05 | 0,05—0,01 | < 0,01 |
| В 12 км южнее оз. Большой Каракуль | 0,24 | 1,04 | 78,68 | 18,70 | 0,31 | 1,03 |
| В 2,5 км юго-западнее родника Табанбулак | 1,6 | 6,6 | 53,0 | 16,6 | 6,4 | 15,80 |

Таблица 41
Гранулометрический состав (в %) золотых песков Муюнкумы между урочищами Чили (р. Чу) и Терсебай (по Д. И. Яковлеву)

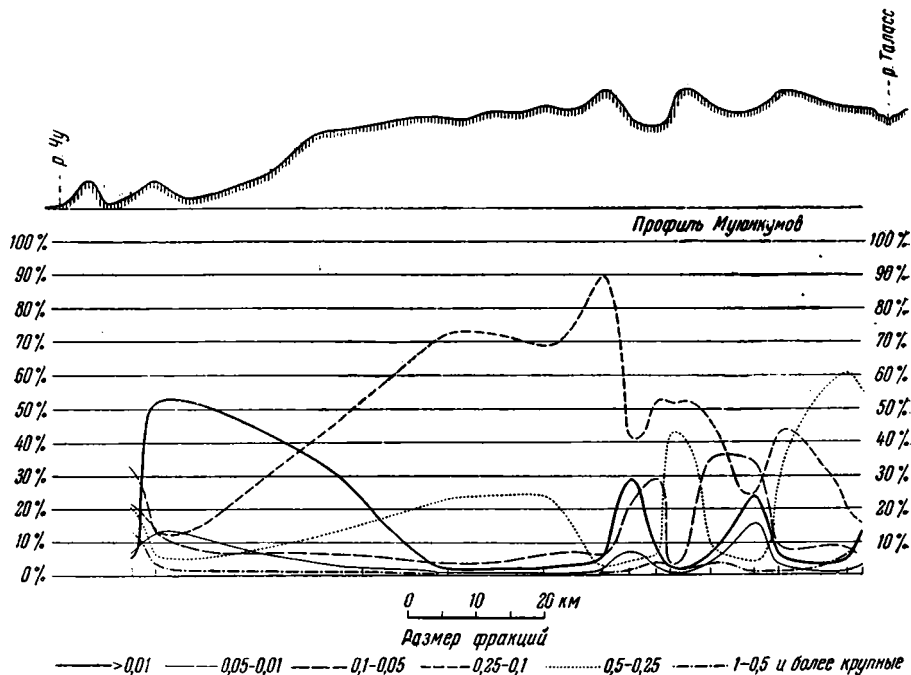
| Размер фракций в мм | | | | | | | | | |
|---------------------|------|------|------|-------|----------|----------|----------|-----------|-------|
| >5 | 5—3 | 3—2 | 2—1 | 1—0,5 | 0,5—0,25 | 0,25—0,1 | 0,1—0,05 | 0,05—0,01 | <0,01 |
| — | — | 0,06 | 1,69 | 12,03 | 20,52 | 21,10 | 32,46 | 6,76 | 5,3 |
| — | — | — | — | 2,46 | 5,70 | 13,60 | 13,65 | 12,93 | 51,67 |
| — | — | — | — | 0,42 | 14,63 | 51,75 | 5,73 | 0,72 | 26,75 |
| — | — | — | — | 0,22 | 22,45 | 72,00 | 3,53 | 0,20 | 1,60 |
| — | — | — | — | — | 23,55 | 68,37 | 6,32 | 0,08 | 1,68 |
| — | — | — | — | — | 2,12 | 88,77 | 5,73 | 0,08 | 3,30 |
| — | — | — | — | 0,22 | 3,45 | 40,30 | 20,88 | 6,70 | 28,45 |
| — | 0,49 | 0,64 | 1,64 | 0,88 | 5,25 | 51,91 | 28,97 | 2,53 | 7,70 |
| — | — | — | 0,86 | 1,38 | 42,51 | 50,90 | 2,20 | 0,33 | 1,82 |
| 1,02 | — | 0,16 | 0,36 | 0,98 | 7,48 | 45,09 | 35,54 | 3,15 | 6,22 |
| — | — | — | 0,01 | 0,47 | 3,47 | 23,90 | 33,75 | 15,07 | 23,33 |
| — | — | — | — | 0,60 | 39,93 | 43,46 | 7,80 | 2,25 | 5,96 |
| — | — | — | — | 4,90 | 60,30 | 21,50 | 8,40 | 0,10 | 4,80 |
| 0,28 | 0,48 | 0,49 | 1,24 | 9,16 | 53,82 | 65,40 | 5,07 | 1,75 | 12,30 |

Из данных табл. 40, а также из рассмотрения фиг. 58 видно, что в центральной части массива золотые пески лучше отсортированы. В межгрядовых понижениях содержание песчаных фракций несколько уменьшается и возрастает роль глинистых фракций.

Несмотря на то, что окатанность золотых песков несколько лучше лежащих ниже аллювиальных, разграничение их в полевых условиях вызывает большие трудности, так как и те и другие состоят из одинакового

в общем материала. Интересно, что граница между перевейными и неперевейными песками проходит в некоторых местах по висячему боку линз крепких песчаников, предохраняющих лежащие ниже слои от раздувания.

Начало формирования эоловых песков относится к нижнему плейстоцену, что подтверждается фактом существования в то время засушливого климата, а также наличием в пределах развития нижнеплейстоценовой террасы наиболее высоких бугров и гряд, указывающих на большую длительность воздействия на нее ветра по сравнению с более молодыми террасами.



Фиг. 58. График гранулометрического анализа песков, взятых при составлении профиля через пески Муюнкумы от уроч. Чули к уроч. Терсебай (по Д. И. Яковлеву)

Увлажнение климата в первой половине среднего плейстоцена, возможно, привело к частичному зарастанию эоловых песков на III надпойменной террасе. Во второй половине среднего плейстоцена, в связи с наступлением более сухого климата, начали формироваться эоловые пески на II надпойменной террасе, а эоловые пески на III террасе претерпели изменение. Можно предполагать, что в первой половине верхнего плейстоцена в связи с увлажнением климата также произошло зарастание песков, которое во второй половине сменилось развеиванием их в пределах всех трех надпойменных террас. Развеивание песков, образующих террасы р. Чу, продолжалось и в начале голоцена (в мезолите) — эоловые бугры имеются на склоне от поверхности I надпойменной террасы к пойме. В неолите климат стал, по-видимому, более влажным. Это доказывает тем, что в безводных в настоящее время местах Бет-Пак-Далы (по берегам сухих логов и небольших рек, а также на такырах) в больших количествах встречаются остатки орудий неолитического человека, т. е. вполне вероятно, что лога и такыры в то время были заполнены водой, хотя, быть может, и не круглый год. В это время эоловые бугры и гряды, подверглись новому зарастанию, приняв современный облик. Наконец, в посленеолитическое время климат снова стал суше, что привело к высыханию ранее обводненных в какой-то степени логов и такыров.

Сейчас не имеется достаточных данных для того, чтобы сказать, было ли переивание ранее образовавшихся эоловых песков в среднеплейстоценовый и следующие за ним века полным или частичным. Можно только высказать предположение, что эоловые образования, развитые в пределах трех надпойменных террас, являются разновозрастными, т. е. последующие переивания более древних песков были частичными. Для окончательного решения этого вопроса нужны дополнительные исследования.

Изложенные соображения о возрасте эоловых накоплений в Муюнкумах не позволяют нам полностью согласиться с высказываниями У. М. Ахмедсафина, который неоднократно подчеркивал, что возраст эоловых песков, развитых на поверхности самой высокой террасы — наиболее древний, а на поверхности самой низкой террасы (т. е. I надпойменной) — наиболее молодой. Несомненно, что в пределах III надпойменной террасы, помимо нижнеплейстоценовых, имеются и более молодые пески, например, голоценовые.

Отложения такыров и соров — Q_3^{ch}

В такырах под тонкой глинистой коркой обычно залегают суглинки или песчанистые глины серого, палевого и темно-коричневого цвета. В некоторых впадинах — это серые глинистые алевриты. Глины и суглинки содержат местами включения гравия и мелкой гальки до 5,5%, фракции 1—0,25 мм — 7%, 0,25—0,05 мм — 41%, 0,05—0,01 мм — 46,5%.

Состав и окатанность галек зависят от подстилающих пород, на которых развит такыр. Так, в такырах, развитых на породах верхнего мела, гальки представлены яшмами, кварцем и кварцитами, а в такырах, расположенных на породах асказансорской и андассайской свит, они состоят главным образом из песчаников и эффузивов. В суглинках нередко наблюдаются белые выцветы солей.

Мощность такырных отложений изменяется от 0,2—0,5 до 2,5 м. Максимальную мощность описываемые отложения имеют во впадине Акой — 4,1 м. Они представлены здесь серыми глинистыми загипсованными алевритами.

Шлихи, отмытые из алевритов впадины Акой, состоят из гематита (40%), амфибола (16%), магнетит-мартита (10%), эпидота (13%) и ильменита (8%). Кроме этих минералов, имеются гранат, циркон, рутил, турмалин, сфен и апатит. Средний выход шлиха — 0,1 кг/м³.

В солончаке под тонкой коркой соли или под маломощным слоем рапы залегает соленый черный пахучий ил (соленая грязь); реже солевая корка подстилается светло-зелеными или серыми сильно засоленными вязкими глинами.

В 4 км к западу от оз. Жайляукуль в аналогичных глинах содержатся остракоды *Limnocythere postconca* Neg., *Eucypris inflata* Sars, *Ptyocyparis gibba* (Ramdohr), *Il. brady* Sars и остатки *Characea*. Возраст этих глин, по мнению Г. Д. Шнейдер, четвертичный.

Мощность солончаковых отложений не превышает, по-видимому, 1 м. В ряде мест (например, во впадинах Каратуз и Кызылтуз) она измеряется первыми десятками сантиметров. Небольшая мощность этих образований объясняется тем, что они легко разносятся ветром при периодических усыханиях солончаков. В такыре такого выноса нет, ибо этому препятствует крепкая глинистая корка. Поэтому мощность такырных отложений достигает 4 м.

Элювиально-делювиальные образования — Q_3^{el}

Отложения указанного генезиса, развитые на крепких породах палеозоя, состоят или целиком из щебня небольшой мощности, или из серых, суглинков, переполненных щебенкой. Мощность отложений 0,5—1,0.

иногда 2 м. На рыхлых породах мезозоя и кайнозоя элювиально-делювиальные отложения представлены серыми суглинками или супесями мощностью 0,5—2,0 м.

Интересно отметить, что в суглинках и супесях, развитых на верхнеолигоценых и нижнеплейстоценовых породах, относительно много граната и шпинели. Так, среднее содержание в них граната к востоку от лога Коктал составляет 4% (средние данные по анализу 32 шлихов), а в двух шлихах, отобранных из суглинков горных выработок линии XIII/IX, обнаружено 23 зерна шпинели. Возможно, что обогащение суглинков и супесей гранатом и шпинелью связано с деятельностью ветра, который выносит мелкие частицы и оставляет более крупные, что и приводит к обогащению этих пород указанными минералами.

Средний выход шлиха из суглинков восточнее лога Коктал небольшой — 0,4 кг/м³ (средние данные по 11 шлиховым пробам).

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВЫВОДЫ ИЗ СРАВНЕНИЯ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ И ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ СВИТ

Изложенный выше материал показывает, что строение аллювиальных свит обуславливается горизонтальным смещением русла, с одной стороны, и климатической обстановкой и характером проявления новейших тектонических движений — с другой.

Асказансорская свита в наиболее полных разрезах состоит из трех слоев, являющихся стержневой (нижний и верхний слои) и побочной (средний слой) субфациями руслового аллювия. Наложение слоев друг на друга связано с боковым смещением потока при неизменном режиме реки в целом, т. е. отмеченные субфации являются геологически приблизительно одновозрастными. Линзы глин, приуроченные к гравийным пескам побочной субфации, представляют собой либо отложения стариц, либо отложения, связанные с периодическим заилием русловых отмелей и боковых протоков реки. Следует подчеркнуть, что объяснить смену слоев по вертикали изменением потока во времени не представляется возможным потому, что между слоями нет региональных перерывов, а общая мощность их невелика. Трехслойное строение свиты вполне объясняется горизонтальными смещениями русла при неизменном режиме реки в целом.

Отсутствие в асказансорской свите пойменного горизонта, по-видимому, связано с особенностями климата верхнеолигоценовой эпохи, для которой, по всей вероятности, характерно более или менее равномерное увлажнение в различные сезоны года. Вследствие этого пойма заливалась не надолго, и наилок не успевал выпадать.

Во второй половине миоцена климат Причуйских степей стал засушливым, что доказывается характером флоры (господствуют травянистые формации) и фауны (наличие сухопутных черепах и антилоп, характерных для открытых пространств). Изменение климатических условий в сторону аридизации отразилось на строении андассайской аллювиальной свиты. В ее составе, кроме русловой, обнаруживается мощная пойменная фация, представленная глинами с примесью песчаных и алевритовых частиц. Возникновение пойменного глинистого горизонта связано с существованием паводков в долине миоценовой Пра-Чу. Паводки стали возможны вследствие неравномерного распределения осадков по сезонам года. В то же время, в связи с исчезновением лесной растительности, сток талых и дождевых вод сильно ускорился, что повлекло за собой увеличение эрозии и значительное увеличение количества взвешенных частиц в водах, поступавших в долину.

Русловая фация миоценового аллювия четко подразделяется на две

субфации: строжневую (галечники) и побочную (гравийные пески). Линзы глин в побочной субфации являются старичной фацией, или фацией заилявшихся боковых протоков и заводей. Залегание на строжневой субфации побочной, которая, в свою очередь, перекрывается пойменной фацией, связано с миграцией русла в горизонтальном направлении. Галечный и песчано-гравийный слои русловой фации и глинистый горизонт пойменной фации геохронологически соответствуют одному и тому же подразделению возрастной шкалы.

Так как формирование асказансорской и андассайской свит в изученном районе происходило на фоне преимущественно медленных поднятий Казахского нагорья, строение каждой из них в разных участках более или менее однотипно. Только в 6 км восточнее впадины Акой мощность асказансорской свиты повышается (27 м) и для нее становится характерным мелкозернистый состав, что свидетельствует, вероятно, об относительных опусканиях этого участка суши в верхнем олигоцене. Аллювий на этом участке, скорее всего, относится к настилаемой (констративной) фазе. Аллювий остальной части долины является, по-видимому, перестилаемым (перстративным). В миоценовое время опускания, аналогичные верхнеолигоценовым, наблюдались в районе лога Коктал. Они обусловили здесь возникновение повышенной мощности аллювия и дробление на рукава миоценовой Пра-Чу. Этот аллювий также относится, вероятно, к констративной фазе. Аллювий в других частях долины, возможно, является инстративно-перстративным.

Минералогический анализ шлихов из асказансорской и андассайской свит показывает, что в них резко преобладают устойчивые минералы, неустойчивые (амфиболы, пироксены) или отсутствуют, или встречаются редкими зернами. По-видимому, указанную закономерность можно объяснить длительным перемывом и переотложением материала свит (в условиях слабого проявления тектонических поднятий), что привело к разрушению неустойчивых минералов. К этому нужно добавить, что асказансорская и андассайская свиты формировались частично за счет размыва коры химического выветривания, лишенной неустойчивых минералов. Сходство минералогического состава асказансорской и андассайской свит с составом пород соседних возвышенностей и Чу-Илийских гор позволяет думать, что в образовании указанных свит большую роль играла местная Чу-Илийская питающая провинция. Об этом же свидетельствует и наличие в составе галечников значительного количества галек местных пород — песчаников и кислых эффузивов.

Вследствие аридности климата в нижнеплейстоценовый век Пра-Чу не отличалась большой мощностью и быстротой течения. Отложенные ею осадки имеют исключительно мелкозернистый состав. В то же время довольно ингенсивные прогибания части Чуйской впадины, прилегающей к Киргизскому хребту, обусловили значительную мощность нижнеплейстоценового аллювия, достигающую 145 м. Без проявления новейших тектонических опусканий такая мощность аллювиальных пород не могла бы возникнуть. Соотношение фаций в нижнеплейстоценовом аллювии осталось невыясненным.

У подножья Чу-Илийских гор в нижнеплейстоценовое время возникли своеобразные известковистые конгломерат-брекчии и щебнистые галечники бурунтауской свиты пролювиального генезиса, залегающие в форме шлейфа. Они состоят из щебня и плохо окатанных галек исключительно местных пород. Возникновению конгломерат-брекчий способствовали засушливый климат и поднятия Чу-Илийских гор. Засушливый климат в некоторые сезоны года сменялся более влажным, что приводило к усиленному химическому выветриванию горных пород с образованием карбонатов. Последние, проникая в пролювиальные образования, цементировали их.

Наступление более влажного климата в первой половине среднего плейстоцена привело к тому, что мощность чуйского потока по сравнению с нижнеплейстоценовым значительно возросла. В русле среднеплейстоценовой Пра-Чу стали отлагаться гравийные и галечные пески. Дифференцированные тектонические движения, имевшие место в Чуйской впадине в среднеплейстоценовый век, наложили резкий отпечаток на строение шошкаульгенской свиты. В области относительных поднятий (к западу от уроч. Каратал) мощность свиты не превышает 5 м; ложе аллювия находится выше уреза воды р. Чу на 20—35 м. Аллювиальная свита состоит внизу из русловой (преобладает) и вверху из пойменной фаций. Наложение одной фации на другую вызвано миграцией потока в горизонтальном направлении, т. е. фации аналогичны таковым в понимании Е. В. Шанцера. В области относительных опусканий к востоку от уроч. Каратал шошкаульгенская свита расщепляется на две подсвиты — нижнешошкаульгенскую (галечные пески) и верхнешошкаульгенскую (алевриты, суглинки), общей мощностью более 192 м. Ложе аллювия нижней подсвиты опущено здесь ниже уреза воды р. Чу более чем на 60 м.

Формирование нижнешошкаульгенской подсвиты происходило в условиях сравнительно влажного климата первой половины среднего плейстоцена. Осадки подсвиты по своему характеру являются русловым аллювием (стрежневой и побочневой субфациями), отложенным достаточно мощным потоком. Значительная мощность аллювия (25 м) свидетельствует о тектонических опусканиях во время его накопления (констративный аллювий).

Верхнешошкаульгенская подсвита отлагалась во второй половине среднего плейстоцена в относительно засушливой климатической обстановке. Засушливые условия этого времени привели к уменьшению мощности потока и его дроблению на многочисленные рукава, в которых отлагались песчаные алевриты. Во время половодий бок о бок с русловой фацией формировалась и пойменная, по гранулометрическому составу мало отличающаяся от первой. Перемещение русел в пространстве при непрерывавшемся наращивании отложений вследствие тектонических опусканий способствовало образованию мощной толщи, состоящей из чередования русловой и пойменной фаций. По динамике возникновения аллювий верхнешошкаульгенской подсвиты не отличается от «настилаемого аллювия» (по терминологии В. В. Ламакина).

В суженном участке долины времени образования верхнешошкаульгенской подсвиты отвечает перемывание ранее возникших пород на одном и том же уровне (перстративный аллювий).

Шлихи из гравийных песков шошкаульгенской свиты характеризуются эпидотовой с ильменитом и гранатом минералогической ассоциацией, т. е. преобладанием эпидота над остальными минералами. В шлихах из олигоценового и миоценового аллювия при аналогичном качественном составе ассоциации резко преобладает ильменит. Качественное изменение минералогической ассоциации в среднеплейстоценовом аллювии по сравнению с олигоценовым и миоценовым, вероятно, связано с изменением области сноса: преимущественно чу-илийской в олигоцен-миоцене (богатой ультраосновными породами, являющимися поставщиком ильменита) на тянь-шанскую в плейстоцене, где мало выходов ультраосновных пород.

Среднеплейстоценовые пролювиальные отложения в отличие от нижнеплейстоценовых конгломерат-брекчий характеризуются лучшей сортированностью, более грубым составом и в 2 раза большим выходом шлиха. Следовательно, мощность потоков в среднем плейстоцене благодаря увлажнению климата возросла. Карбонаты, содержащиеся в водах, вследствие уменьшения испарения не выпадали у подножия Чу-Илийских гор, а выносились далее; поэтому осадки описываемого возраста рыхлые. В нижнеплейстоценовое время, наоборот, основная масса кар-

бонатов выпадала у подножья гор, в результате чего возникли крепкие конгломерат-брекчии с карбонатным цементом.

В первой половине плейстоцена климат Причуйских степей опять стал относительно влажным. Это привело к увеличению мощности чуйского потока. Сравнение русловых фаций аллювия верхне- и среднеплейстоценового возраста показывает, что они по гранулометрической характеристике и мощности мало отличаются одна от другой. Следовательно, верхне- и среднеплейстоценовые потоки по мощности были в общем аналогичны.

Дифференцированные тектонические движения в Чуйской впадине в верхнем плейстоцене происходили по такому же плану, как и в среднем плейстоцене. Поэтому саройская и шошкаульгенская аллювиальные свиты имеют в общих чертах одинаковое строение.

В области относительных поднятий в верхнеплейстоценовое время (уроч. Каратал — оз. Жайляукуль) мощность саройской свиты не превышает 11 м, обычная же ее мощность 5—8 м. Ложе аллювия располагается выше уреза воды р. Чу на 8—11 м. Аллювиальная свита состоит внизу из гравийных песков (русовая фация) и сверху из суглинков (пойменная фация). Русловая фация преобладает. Наложение одной фации на другую есть следствие смещения потока в горизонтальном направлении при неизменном режиме реки в целом. Фации идентичны таковым в понимании Е. В. Шандера.

В области относительных опусканий (Фурмановка — Коктерек) саройская свита, аналогично шошкаульгенской, четко делится на две подсвиты: нижнесаройскую, образованную гравийными песками мощностью до 23 м, и верхнесаройскую, сложенную преимущественно алевритами мощностью до 94,4 м. Ложе аллювия нижнесаройской подсвиты находится ниже уреза воды р. Чу на 50—60 м.

Нижнесаройская подсвита отлагалась в условиях относительно влажного климата первой половины верхнего плейстоцена, когда чуйский поток был достаточно мощным. Осадки подсвиты являются русловой фацией, в которой местами ясно видны стрежневая и побочная субфации. Повышенная мощность подсвиты (по сравнению с нормальной мощностью аллювиальных отложений равнинных рек) связана с проявлением тектонических опусканий здесь в первой половине верхнего плейстоцена.

Верхнесаройская подсвита возникла в относительно засушливой климатической обстановке второй половины верхнего плейстоцена, когда мощность чуйского потока резко уменьшилась. Последний в описываемой зоне, аналогично потоку второй половины среднего плейстоцена, стал дробиться на многочисленные рукава, отлагавшие мелкозернистые породы русловой фации. Во время паводков наряду с русловой фацией возникла пойменная, по гранулометрическому составу близкая к первой. Прогибания участка обусловили накопление толщи большой мощности. Строение верхнесаройской подсвиты в общем аналогично строению верхнешошкаульгенской подсвиты.

Времени образования верхнесаройской подсвиты в области поднятий отвечает перестилание ранее отложенных пород.†

Таким образом, если климатические и тектонические условия в разные века сходны, то возникающие аллювиальные свиты различного возраста также имеют в общем одинаковое строение.

Верхнеплейстоценовые пролювиальные отложения по гранулометрической характеристике, окатанности и сортированности в общем близки к среднеплейстоценовым осадкам пролювиального генезиса. Однако некоторые отличия от последних все же можно подметить. Они несколько грубее среднеплейстоценовых образований, характеризуются большим выходом шлиха, несколько лучше окатаны и отсортированы. По-видимому, потоки в верхнеплейстоценовое время в пределах Чу-Илийских гор были

более мощными, чем среднеплейстоценовые, что можно объяснить некоторым увлажнением в общем засушливого климата в верхнем плейстоцене по сравнению с климатом среднего плейстоцена.

Сравнение русловых фаций голоценового и верхнеплейстоценового аллювия показывает, что первая имеет более мелкозернистый состав. Это может указывать на уменьшение мощности чуйского потока в голоцене по сравнению с ранневерхнеплейстоценовым потоком. Так как летом р. Чу ниже с. Фурмановки состоит из отдельных сильно заиляющихся плесов, то в русле возникает последовательность отложений, обратная таковой в руслах равнинных рек, возникавших в условиях более влажного климата, а именно, побочная субфация здесь в ряде случаев представлена мелкозернистыми песками, которые у стрежневой части русла замещаются илами, или илами, перемешанными с песком.

План дифференцированных тектонических движений в Чуйской впадине в голоцене в общем остался прежним. Поэтому чуйская свита, так же как шошкаульгенская и саройская, в области относительных поднятий (ниже оз. Малый Каракуль) состоит из двух горизонтов — руслового внизу и пойменного вверху, причем русловая фация преобладает. Высота поймы 4—5 м. В зоне относительных опусканий (юго-восточнее оз. Малый Каракуль) указанная закономерность в распределении фаций не наблюдается. Здесь мелкозернистые пески, алевроиты и илы русловой фации сложно переплетаются с болотными, старичными и пойменными фациями, представленными торфами, илами, глинами, суглинками и алевроитами. Этот комплекс фаций, вероятно, неоднократно повторяется в разрезе. Высота поймы не более 1,0—1,5 м.

Современный ложковый аллювий в логах, спускающихся с Чу-Илийских гор, представлен в горной части преимущественно плохо окатанными галечниками, которые ниже по течению сменяются суглинками и супесями с включением плохо окатанной гальки и щебенки. Такая смена пород свидетельствует о том, что весенние потоки в логах имеются только в пределах горной части. Ниже гор потоки разливаются и образуют мелкие озера, в которых осаждаются суглинки. В верхнеплейстоценовое время здесь откладывались галечники, что указывает на достаточно мощные потоки, уменьшение силы которых в голоценовое время вызвано иссушением климата.

Таким образом, можно констатировать, что в относительно поднимающихся участках долины аллювиальные свиты построены аналогично «нормальной» двухчленной схеме Е. В. Шанцера (1951), а в относительно опускающихся они состоят из двух подсвит, отличительной чертой которых является чередование фаций в разрезе.

Закономерности строения шошкаульгенской и саройской аллювиальных свит в области опусканий позволяют считать, что в раннесредне- и верхнеплейстоценовое время климат Причуйских степей был влажнее, чем существовавший в нижнем плейстоцене и существующий в настоящее время. Увлажнение климата привело к увеличению мощности чуйского потока в раннесредне- и ранневерхнеплейстоценовое время. В позднесредне- и поздневерхнеплейстоценовое время климат стал более засушливым, близким к современному. Это обусловило уменьшение мощности чуйского потока в позднесредне- и поздневерхнеплейстоценовое время.

Не предвещая сейчас вопроса о сопоставлении отмеченных увлажнений и иссушений климата с оледенениями и межледниковьями соседних областей, отметим, что климат описываемой территории и соседних областей Казахстана, судя по составу фауны, стал значительно более холодным. Вероятно, это похолодание было связано с влиянием средне- и верхнеплейстоценового оледенений в горах Тянь-Шаня и на севере Западной Сибири.

Глава V

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ НА ПРИБОРТОВОЙ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ) ОКРАИНЕ ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА И ОТЛОЖЕНИЙ

Слабая разработанность стратиграфии кайнозойских отложений Причуйских степей до самого последнего времени не позволяла сколько-нибудь определенно судить о проявлении здесь новейших тектонических движений. Однако все исследователи (хотя число их и невелико) указывали на наличие таких движений, не приводя, по сути дела, никаких фактических данных для их объяснения.

Первый исследователь Бет-Пак-Далы и Муюнкумов, Д. И. Яковлев, касаясь проявления альпийской тектоники на этой территории, большое значение придавал дизъюнктивным дислокациям. По его мнению, «складкообразование в альпийское время выражено исключительно слабо» (1941, стр. 160).

С. С. Шульц указывал, что к северу от современной орогенической зоны (Киргизский хребет и хр. Каратау), в северной части Чуйской депрессии мезозойско-кайнозойские отложения имеют углы падения 2—5°. Он полагает, что «помимо общего пологого синклинального прогиба Чу-Таласской депрессии и помимо тех основных изгибов, которые намечаются описанными выше мульдами и валами рассматриваемой области, несомненно, существуют и более мелкие пологие структуры, выявление которых требует детальных исследований» (Шульц, 1948, стр. 85).

Много уделяет внимания новейшим тектоническим движениям Н. Г. Шубина, во ее представления о новейшей тектонике Бет-Пак-Далы—о пересечении структур под прямым или близким к нему углом, т. е. в виде решетки, в которой переплетаются разрывы, антиклинали и синклинали,— не подтверждаются фактическим материалом и являются ошибочными. Наряду с этим Н. Г. Шубина высказывает правильные мысли о том, что третичные отложения низовьев р. Чу залегают не горизонтально, а собраны в пологие складки с незначительными углами падения. Однако это указание также мало обосновано фактами и является скорее догадкой.

И. С. Шатский еще в 1938 г. установил явление унаследованности в тектонике Центрального Казахстана, заключающееся в том, что мезозойско-кайнозойские структуры платформенного типа развиваются в общем согласно древнему структурному плану. Наиболее подробно и четко положение об общем совпадении простираний платформенных синеклиз и структур палеозойского основания, а также о приуроченности мезозойско-кайнозойских синеклиз к палеозойским синклинориям было разработано им в 1951 г. для территории, охватывающей не только Центральный Казахстан, но и Западно-Сибирскую низменность.

Установленное Н. С. Шатским явление унаследованности впоследствии было подтверждено и детально разработано Е. А. Петрушевским (1954, 1955) и А. В. Пейве (1956).

Причуйские степи в структурном отношении представляют собой участок огромной эпигерцинской платформы, где на складчатом герцинском фундаменте залегают платформенные фашии чрезвычайно полого дислоцированных меловых и кайнозойских образований.

Складчатая область Центрального Казахстана, превратившаяся в конце палеозоя в платформу, служила тем остовом, на котором развились мезозойско-кайнозойские структуры платформенного типа — Казахский щит, Чуйская, Тургайская и другие синеклизы, осложненные рядом структур второго порядка, неодинаковых по размерам.

Исследованная территория включает южную окраину Казахского щита и северо-восточную часть Чуйской синеклизы.

ЮЖНАЯ ОКРАИНА КАЗАХСКОГО ЩИТА

Казахский щит представляет собой обширную сводообразную структуру, осложненную, как указывалось, дислокациями второго порядка. Одной из наиболее крупных дислокаций в описываемой части щита является Чу-Илийское поднятие. Характер тектонических движений в пределах этого поднятия и в зоне щита, лежащей западнее, резко различен. В пределах Чу-Илийской структуры прослеживаются интенсивные новейшие поднятия, а в области, расположенной западнее, — общие слабые новейшие поднятия, интенсивность которых возрастает по направлению с юга на север, т. е. от Чуйской впадины в глубь щита. Кроме того, в этой области наблюдаются слабые дифференцированные локальные поднятия и опускания.

Чу-Илийское поднятие — это сложно построенная асимметричная структура, вытянутая в северо-западном направлении и ограничивающая Чуйскую синеклизу с северо-востока. Юго-западное крыло поднятия крутое, оборванное системой разломов (Джалаир-Найманская тектоническая зона, по Д. И. Яковлеву), северо-восточное — пологое. Хорошо выделяются три почти параллельных друг другу разлома с наличием тектонических брекчий и зеркал скольжения, выраженные в виде крутых уступов.

Тектонический контакт палеозойских пород с эоплейстоценовыми глинами, прослеживаемый во многих местах на стыке Чу-Илийского поднятия и Чуйской синеклизы, свидетельствует о молодости разрывных движений. Последние выразились в надвигах палеозойских образований на эоплейстоценовые глины кеншагырской свиты. При этом надвиг отмечается только в одном, юго-западном направлении — от гор на прибортовых части Чуйской впадины. Один из таких надвигов, отмеченный еще Д. И. Яковлевым (1941), имеется в логу Джидели, в 300 м ниже выхода его из гор. Здесь в левом склоне лога хорошо видно налегание пород палеозоя на светло-коричневые брекчированные глины эоплейстоцена. Плоскость надвига падает на северо-восток под углом 70° (фиг. 59). Линия простирания плоскости надвига совпадает с простиранием палеозойской складчатости. По-видимому, этот разлом — унаследованный, возникший в палеозойское время и омоложенный в четвертичное. Такие же надвиги палеозойских образований на глины кеншагырской свиты отмечаются и к северо-западу от описанной точки — у подножий гор Ергенекты и в других местах.

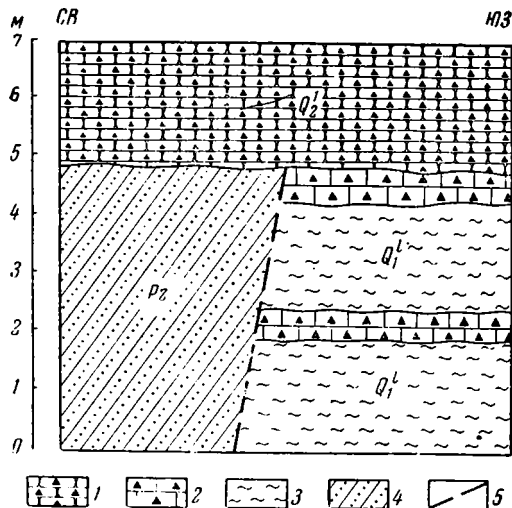
Простирание современного Чу-Илийского поднятия полностью повторяет простирание палеозойских структур, что также свидетельствует

об унаследованности этой современной положительной структурой общего палеозойского структурного плана. Однако и знак движений структур также является унаследованным, так как современный Чу-Илийский хребет расположен в области наибольшего поднятия, происшедшего в верхнепалеозойское время, что доказывается отсутствием в пределах хребта осадков карбона и перми, т. е. он унаследованно поднимается и размывается по крайней мере начиная с герцинского времени.

Какова же амплитуда движений за антропогенный период в этой части района? Мощность эоплейстоценовых и нижнеплейстоценовых отложений в районе колодца Бескатынкудук равна 630 м. Врез р. Чу (обусловленный поднятиями) относительно поверхности нижнеплейстоценовой террасы достигает 230 м (см. фиг. 28). Следовательно, опускание в течение антропогена здесь составляет 400 м. Максимальная глубина вреза логов в Чу-Илийских горах, в частности в горах Джамбул, достигает 500 м. Таким образом, амплитуда движений в антропогене была не менее 900 м.

Изучая обнажения эоплейстоценовых глин у подножья Чу-Илийских гор, можно заметить, что к северо-западу от родника Чилибастау они обнаруживают ясное падение в юго-западном направлении под углом 15° (фиг. 60). Верхнегорийские конгломерат-брекчии залегают либо горизонтально, либо с небольшим наклоном в юго-западном направлении, но всегда резко несогласно как на породах палеозоя, так и на глинах эоплейстоцена (фиг. 60): Одной из характерных особенностей нижнеплейстоценовой конгломерат-брекчии является залегание ее на разной гипсометрической высоте, что, по Д. И. Яковлеву (1941), связано с наличием разрывов, разобщивших ее. Такие разрывы, по его мнению, имеются в упомянутом логу Джидели. Он писал: «Наиболее интересная деталь этого обнажения (имеется в виду обнажение по логу Джидели — В. Е.) заключается в том, что разрыв между красноцветными породами мела (нами доказан неогеновый их возраст — В. Е.) и карбона захватывает также и нижнечетвертичные конгломерат-брекчии. Зона дробления пород зеленой метаморфической свиты достигает километра ширины, и четвертичные конгломераты лежат в этой зоне ступенчатыми клочьями, подчеркивая тем самым юный характер разлома и ступенчатый его характер» (1941, стр. 283).

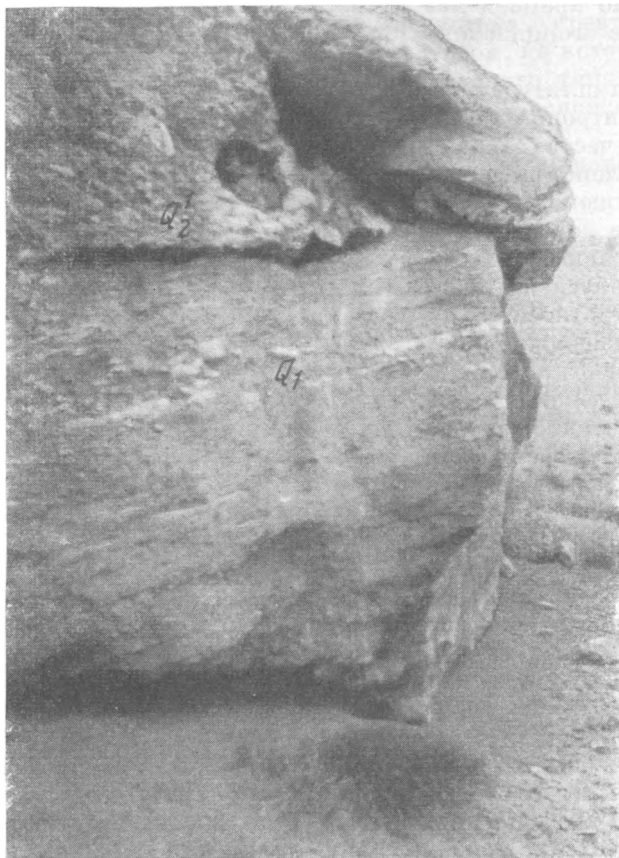
Однако выше отмечалось, что разное гипсометрическое положение нижнеплейстоценовой конгломерат-брекчии в некоторых логах, в частности в логу Джидели, не связано с тектоническими разломами, как думает Д. И. Яковлев, а является следствием ее силового генезиса, вследствие чего отложение материала происходило на наклонной плоскости:



Фиг. 59. Крутой надвиг (взброс) отложений палеозоя на глины кеншагырской свиты эоплейстоцена. Устье лога Джидели.

1 — конгломерат-брекчии бурунтауской свиты; 2 — известнястые брекчии кеншагырской свиты; 3 — глины кеншагырской свиты; 4 — палеозойские отложения; 5 — линия надвига

на более низких гипсометрических отметках — у подножия гор и на более высоких — в предгорьях. Последующий размыв и дифференцированные движения (разной интенсивности у подножия и в горной области) привели к тому, что эти породы сейчас сохранились в форме изолированных пятен на разных гипсометрических уровнях.



Фиг. 60. Четкий наклон глин кеншагырской свиты эоплейстоцена. Нижнеплейстоценовые конгломерат-брекчии лежат горизонтально. Район родника Чилибастау. Фото Ф. Ф. Вильсона

Неравномерный характер общих слабых поднятий в пределах части щита, лежащей западнее Чу-Илийских гор, доказывается следующими фактами. Миоценовые отложения в Причуйских степях всюду лежат севернее верхнеолигоценовых; нигде на большом протяжении нами не наблюдалось наложения миоценовых пород на верхнеолигоценовые, местами же отчетливо видно прислонение первых ко вторым (см. фиг. 6, 7). В то же время отсутствие миоценовых отложений в пределах верхнеолигоценовой долины нельзя объяснить смывом. Сохранившиеся севернее ее, на более высоких абсолютных отметках, миоценовые отложения должны были хотя бы частично сохраниться и в упомянутой долине. Поскольку их нет, можно констатировать, что миоценовая Пра-Чу текла в стороне, к северу от верхнеолигоценовой долины. В настоящий момент ложе миоценового аллювия фиксируется на более высоких абсолютных отметках

чем ложе верхнеолигоценового (см. фиг. 6, 7, 32, 33), что могло быть вызвано только последующими неравномерными поднятиями этой части щита, так как миоценовая Пра-Чу не могла течь выше дна ранее возникшей верхнеолигоценовой долины. В связи с тем, что миоценовые отложения развиты ближе к центральной части щита, чем верхнеолигоценовые, мы должны констатировать, что скорость тектонических поднятий возрастала от Чуйской впадины в глубь щита. Вследствие этого слои миоценового и верхнеолигоценового возраста приобрели во многих местах наклон в южном направлении. Представление о степени дислоцированности отложений указанного возраста можно получить, анализируя рисунки, помещенные в главе IV.

В 18 км западнее лога Андассай (см. фиг. 18) подошва миоценовых отложений в самой южной части долины (шурф 1609) лежит на абсолютной отметке 297 м, а на расстоянии 950 м к северу (шурф 1612) — на абсолютной отметке 309,3 м, т. е. на 12,3 м выше. Еще в 850 м севернее подошва их поднимается только на 2,7 м.

В 8 км западнее лога Безымянного (см. фиг. 23) постель отложений андассайской свиты с отметки 304 м в южной части долины на расстоянии 1 км к северу повышается до отметки 316 м (шурф 1753), т. е. на 12 м выше.

В 22 км северо-западнее лога Андассай (см. фиг. 5) постель отложений асказансорской свиты с отметки 297,8 м в южной части долины поднимается на расстоянии 1 км к северу до отметки 315,5 м (шурф 1567), т. е. на 17,7 м выше.

В 7 км восточнее лога Коктал (линия горных выработок XIII/IX, см. фиг. 33) подошва образований асказансорской свиты в южной части долины залегает на абсолютной высоте 302 м. В самой северной части она поднимается до отметки 312,5 м, т. е. на 10,5 м выше. Такой подъем происходит на расстоянии 750 м. На 1 км это составляет около 14 м. Описанная дислокация представляет собой флексуобразный изгиб.

Приведенные примеры показывают, что наклоны слоев миоценового и верхнеолигоценового возраста, обусловленные неравномерными воздыманиями южной окраины Казахского щита, не превышают 1°. Выявление их стало возможным благодаря применению нивелировочных работ.

На фоне общих слабых неравномерных поднятий Казахского щита наблюдаются дифференцированные тектонические движения с элементами унаследованности, описываемые ниже.

В результате герцинского складкообразования в пределах южной окраины Казахского нагорья созданы широкие и пологие синклинали и брахисинклинали, разделенные узкими антиклиналями и брахиантиклиналями. С востока на запад прослеживаются следующие антиклинали: Восточносаройская, Байбатырская, Курманчитинская, Уланбельская, Бестюбинская, Койтасская и Тантайская. К синклиналям относятся (с востока на запад): Саройская, Касымская, Кокталская, Нижнекаракольская, Кызылтузская, Тогузгумолакская и Буралкенытузская. Перечисленные складки, впервые выделенные для западной части района М. И. Александровой и др. (1949), ориентированы в северо-западном, северо-восточном и близком к широтному направлениях. Углы падения крыльев складок изменяются от 20 до 50°, реже достигают 70°. Синклинали имеют плоские замки и крутые крылья. Характер складчатости более всего подходит к промежуточному или гребневидному типу (по терминологии В. В. Белоусова, 1954).

Некоторые из перечисленных герцинских складок испытывают унаследованные движения, а третичные отложения в пределах этих складок дислоцированы в соответствии с ними. В пределах синклиналей третичные отложения образуют отрицательные дислокации, а в антиклиналях —

положительные. Отличие новейших дислокаций от герцинских заключается в том, что углы наклона крыльев незначительны (обычно не превышают 1°), тогда как углы наклона в складках основания не меньше $20-30^\circ$, а часто и больше.

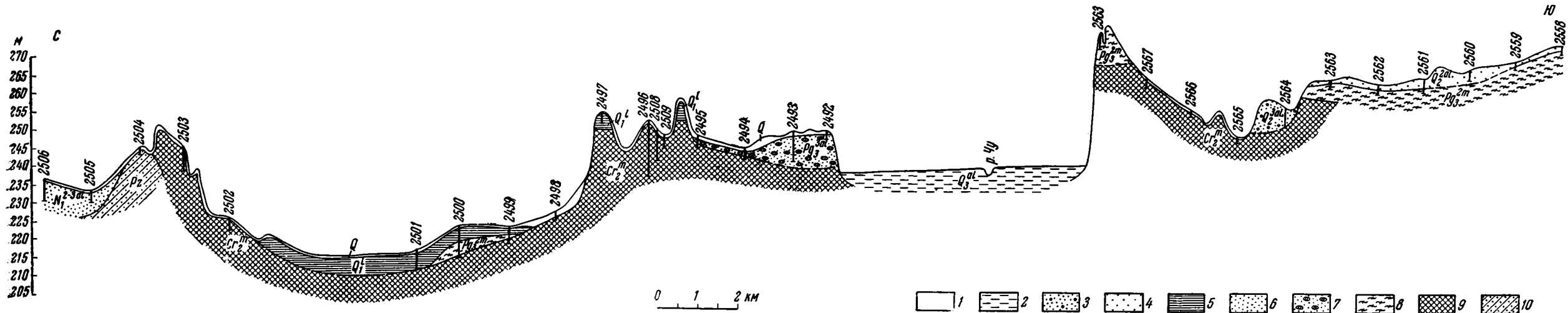
В восточной части впадины Сарой подошва верхнеолигоценовых отложений, вскрытых горными выработками линии VII, лежит на абсолютной отметке 289 м. В 7 км ниже по течению верхнеолигоценовой Пра-Чу (что доказывается наклоном косой слоистости в этом же направлении), на северном склоне впадины подошва их повышается до отметки 299 м, т. е. лежит на 10 м выше. В восточном направлении также происходит повышение, достигающее на расстоянии 6 км (линия горных выработок ХХХ) отметки 296 м. Таким образом, породы асказансорской свиты образуют здесь пологую отрицательную дислокацию, возникновение которой объясняется отрицательными движениями Саройской герцинской синклинали в кайнозойское время.

В 10 км к востоку от лога Коктал (линия горных выработок ХLI) подошва миоценовых отложений в южной части долины наклонена в южном направлении. По направлению к северу уклон ее становится противоположным. Так, по данным шурфа 2079 она лежит на отметке 314 м, а на расстоянии 300 м к северу — на отметке 306 м (см. фиг. 20). Отметка подошвы пород в наиболее глубокой части долины осталась невыясненной, но, по-видимому, она равна 290—295 м. По северному борту долины подошва свиты повышается до 321—322 м. Рассматривая породы основания, можно убедиться, что погружение подошвы свиты и значительное увеличение мощности пород в северной части долины совершенно не связано с изменением их литологии. В то же время область погружения как раз приходится на Кокतालскую герцинскую брахисинклинали, которая, вероятно, испытывала отрицательные движения во время образования миоценового аллювия. В результате этих движений в миоценовых отложениях была создана отрицательная (постумная) дислокация с очень пологими крыльями (углы наклона не превышают $1,0-1,5^\circ$).

В 3 км восточнее описанного участка, в пределах той же Кокतालской герцинской синклинали, миоценовая долина делится на три рукава. Фуркация миоценовой Пра-Чу, по-видимому, вызвана опять-таки отрицательными тектоническими подвижками этой синклинали в миоценовую эпоху. Интересно отметить, что в настоящий момент подошва миоценовых отложений в рукавах лежит на разных уровнях. В южном рукаве ее отметка равна 304 м, в среднем — 311 м и в северном — 306 м (см. фиг. 19). Мощность отложений в южном рукаве — 6 м, в среднем — 7 м, в северном — 8 м. Возможно, что первоначально миоценовые аллювиальные образования во всех трех рукавах лежали на одной высоте, а впоследствии, в результате тектонических подвижек (неодинаковых в разных участках), были «покороблены», приняв современное гипсометрическое положение.

В районе горы Андагул миоценовые осадки в южной части долины заметно «задраны» по сравнению с северной (см. фиг. 40), что связано с наличием в этой части долины Бестюбинской герцинской антиклинали. Южнее осевой части этой антиклинали наблюдается относительно резкое снижение их подошвы с 301 м (в осевой части) до 269 м на расстоянии 1,3 км, т. е. около 25 м на 1 км. При этом миоценовые осадки южнее указанной антиклинали лежат в форме изолированного пятна в небольшой впадине, отделяясь от более северных выходов крутым уступом. Это обстоятельство наводит на мысль о наличии здесь разлома, скорее всего, возникшего еще в герцинскую эпоху и обновленного в постмиоценовое время.

В южной половине восточной части впадины Буралкенынтуз (линия



Фиг. 61. Геологический профиль по линии XLV/XLIX—XLV/XLIX.

1 — четвертичные отложения нерасчлененные; 2 — голоценовые аллювиальные отложения (чуйская свита); 3 — верхнеплейстоценовые аллювиальные отложения (саройская свита); 4 — среднеплейстоценовые аллювиальные отложения (шошкаульгенская свита); 5 — эоплейстоценовые озерные отложения (кеншагырская свита); 6 — средне- и верхнемиоценовые аллювиальные отложения (андассайская свита); 7 — верхнеолигоценовые аллювиальные отложения (асказансорская свита); 8 — среднеолигоценовые морские отложения (бестюбинская свита); 9 — верхнемеловые морские отложения; 10 — палеозойские отложения; 2492 — номера шурфов

горных выработок XLV/XLIX) отложения кеншагырской свиты развиты как в дне упомянутой впадины, приуроченной к герцинской синклинали, так и на южном склоне, в области Бестюбинской антиклинали (фиг. 61). При этом разница в отметках подошвы отложений достигает 30—35 м. Вероятнее всего, такое залегание пород кеншагырской свиты в настоящий момент является следствием опусканий Буралкенынтузской синклинали, с одной стороны, и поднятий Бестюбинской антиклинали — с другой. Выходы пород палеозоя по северному склону впадины, как видно из приведенного рисунка, по-видимому, обусловлены подъемом Койтасской герцинской антиклинали. С подъемом антиклинали связаны также выходы пород палеозоя по северному склону впадины Буралкенынтуз, в ее западной части (линия горных выработок XLVI/L).

Бестюбинская и Койтасская герцинские антиклинали фиксируются выходами в их пределах на дневную поверхность верхнемеловых пород. В других местах верхнемеловые отложения обычно перекрыты более молодыми осадками. При этом подошва верхнемеловых пород на Койтасской антиклинали лежит на 30 м выше, чем в соседней синклинали (см. фиг. 47).

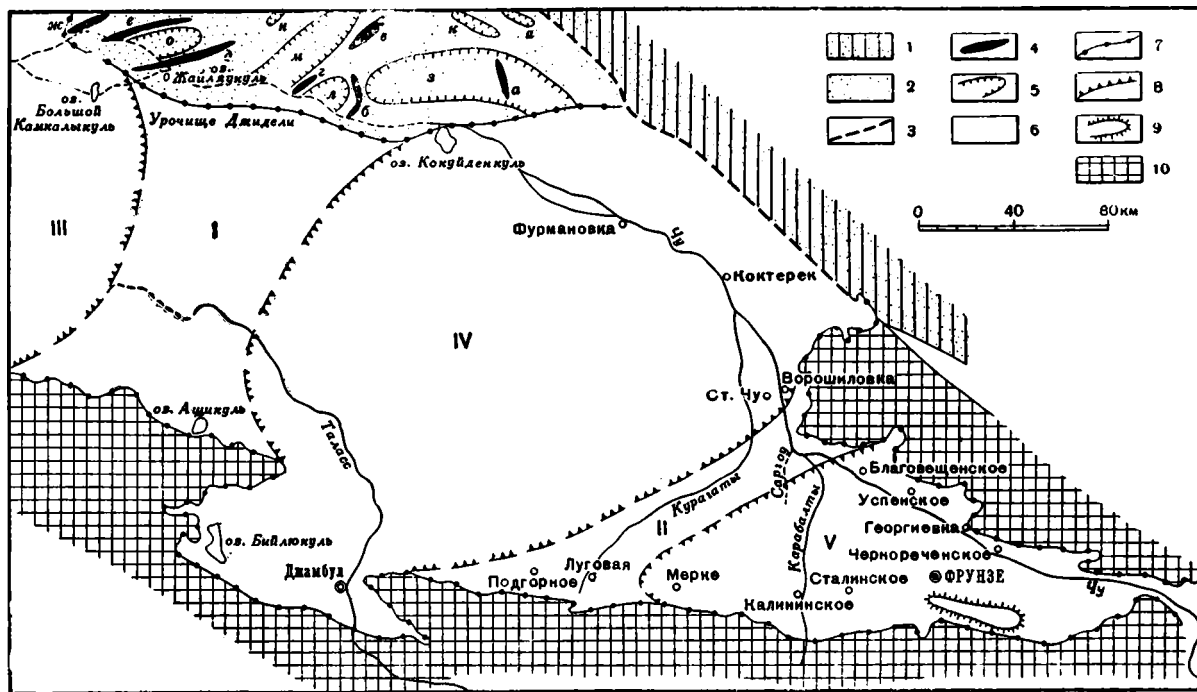
Унаследованные движения некоторых антиклиналей (Бестюбинской и Койтасской) и синклиналей (Саройской, Коктальской и Буралкенынтузской) в пределах южной окраины Казахского нагорья привели к тому, что первые в настоящее время выражены в рельефе приподнятыми участками, а вторые — опущенными. В то же время объяснить эти закономерности различной сопротивляемостью пород к процессам выветривания нельзя.

Депрессии в современном рельефе приурочены также к Кызылтузской и Тогузгумолакской герцинским синклиналам. Верхнемеловые морские осадки, развитые в северо-восточной части Кызылтузской синклинали, дислоцированы в соответствии с ней. Так, на юго-восточном крыле синклинали углы падения слоев верхнего мела достигают 5—10°, а в замке лежат горизонтально. Аналогичная картина наблюдается во впадине Тогузгумолак. Такой же характер залегания, по данным Д. И. Яковлева (1941), а также Н. С. Зайцева и Б. А. Петрушевского (1944), имеют верхнемеловые породы во впадине Тасбулак (за пределами исследованной территории).

Анализ строения асказансорской и андассайской аллювиальных свит (см. выше) показывает, что начало унаследованных тектонических движений относится, вероятно, к верхнему олигоцену; более определенно они фиксируются во второй половине миоцена.

С другой стороны, Саройская синклиналь, по-видимому, не испытывала отрицательных движений во время отложения осадков верхнего олигоцена (и, следовательно, на месте современной впадины Сарой понижения в верхнем олигоцене еще не было), в противном случае верхнеолигоценовая Пра-Чу, достигнув этой депрессии, естественно использовала бы ее и потекла по ней. Переход же верхнеолигоценовых осадков на склоны впадины указывает, что депрессии на месте современной впадины Сарой в верхнем олигоцене, скорее всего, не было.

В связи с этим следует признать ошибочным следующее утверждение З. А. Сваричевской: «Новейшие тектонические структуры имеют молодой возраст. Начало движений падает на конец нижнего олигоцена (судя по регрессии чганского моря), а наиболее четко структуры начали оформляться в конце среднего олигоцена, когда мульдообразные прогибы были vyplнены осадками, содержащими в нижних частях фауну верхнего олигоцена (уроч. Сарой), в красных же глинах, составляющих верхний член осадков долин, — фауну миоцен-плиоценового и плиоценового возраста (Центральный Казахстан)» (1957, стр. 95).



Фиг. 62. Схематическая карта новейшей тектоники юго-восточной окраины Чуйской впадины (составил В. И. Елсеев).

Казахский щит: 1 — область интенсивных новейших поднятий (Чу-Илийское поднятие); 2 — область общих слабых новейших поднятий с участками дифференцированных локальных поднятий и опусканий; 3 — Джалаир-Найманский разлом (по Д. И. Яковлеву), разделяющий упомянутые области и отделяющий Чу-Илийское поднятие от Чуйской синеклизы; 4 — участки слабых новейших локальных поднятий: а — Восточносаройский, б — Байбатырский, в — Курманчтинский, г — Уланбельский, д — Бестюбинский, е — Койтасский, ж — Тантайский. 5 — участки слабых новейших локальных опусканий; з — Саройский, и — Касымский, к — Кокталский, л — Нижнекаракольский, м — Кызылтузский, н — Тогузумолакский, о — Бурадекенгузский. Чуйская синеклиза: 6 — область общих новейших опусканий; 7 — границы Чуйской синеклизы; 8 — границы между зонами новейших относительных поднятий и прогибаний на фоне Чуйской синеклизы. Зоны новейших поднятий: I — Джидалинская, II — Саргуская. Зоны новейших опусканий: III — Нижнекамкалинская, IV — Гуляевская, V — Фрунзенская; 9 — местные структуры в пределах зон новейших опусканий (Серафимовская антиклиналь); 10 — область интенсивных новейших поднятий Тянь-Шаня

Исходя из того факта, что впадина Сарой выполнена эоплейстоценовыми, преимущественно глинистыми породами, следует признать, что прогибание здесь началось лишь несколько ранее эоплейстоценовой эпохи.

Новейшие дифференцированные тектонические движения играют активную роль в перераспределении гидросети. Из прилагаемой схемы новейшей тектоники видно, что в восточной части Саройской отрицательной дислокации имеется положительная структура, направленная поперек впадины (фиг. 62). В верхнеплейстоценовое время здесь и западнее протекал рукав Пра-Чу, что доказывается наличием во впадине Сарой аллювиальных отложений верхнеплейстоценового возраста. С наступлением более засушливых условий эрозионная деятельность уменьшилась и компенсация поднимающейся седловины Саройской отрицательной дислокации ослабла. В результате этого сток по впадине Сарой прекратился.

Аналогичная картина наблюдается в районе оз. Малый Камкалыкуль. Здесь параллельно р. Чу тянется долинообразное понижение, в некоторых местах заросшее тростником, что свидетельствует о близости пресных грунтовых вод. По-видимому, совсем недавно по этой долине текла вода. В связи с усилением поднятий байбатырской положительной дислокации, направленной вкостростираания долины, сток по долине прекратился, и дно ее в настоящее время сухое.

Помимо некоторых отмеченных депрессий, в общем совпадающих с герцивскими синклиналиями, в юго-восточной части Казахского нагорья имеется много более мелких бессточных впадин, перечисленных в главе I, на генезисе которых следует остановиться особо.

Д. И. Яковлев (1941) считал, что возникновение их связано с эоловой деятельностью, т. е. с выдуванием. Им же было высказано предположение, что некоторые из них, возможно, являются остатками сильно измененной древней (третичной) гидрографической сети. Такое происхождение, по его мнению, имеют впадины, расположенные близ оз. Большой Камкалыкуль.

Происхождению бессточных впадин посвятила специальную статью М. И. Александрова (1952). Она считает, что наблюдаемый в настоящее время в юго-восточной Бет-Пак-Дале рельеф является древним эрозионным рельефом, возникшим в домеловое или даже юрское время, погребенным под более поздними осадками и «откопанным» впоследствии в результате проявления эоловой денудации: «Положение верхнего мела в современном рельефе, т. е. залегание его как на водораздельных участках, так и во впадинах, позволяет сделать вывод о том, что формирование грядового рельефа и выработка впадин предшествовала его отложению. В таком случае в области развития среднепалеозойских структур описываемого района имеет место «откопанный» рельеф, сформировавшийся в главных своих чертах в домеловое, а возможно, и доюрское время и законсервированный благодаря погребению его под более поздними отложениями. Этот вывод определяет в то же время и возраст впадин» (Александрова, 1952, стр. 123).

Наблюдающиеся в районе бессточные впадины, по мнению М. И. Александровой, имеют либо карстово-эрозионное, либо структурно-денудационное происхождение. К первым она относит впадины Ченгельды-Джельбулак¹, Джамангын, Киргизбай, Тунлюкты, Танинказган² и Каратуз, а ко вторым — Кызылтуз и Тогузгумолак. Если наглядно представить возникновение впадин обоих типов в интерпретации М. И. Александровой, то это будет выглядеть следующим образом:

¹ Безымянная впадина, по М. И. Александровой.

² Впадины Тунлюкты и Танинказган находятся за пределами изученного района.

Возникновение герцинских складок

Карстование известняков и гипсов карбона и возникновение провальных депрессий

Начало формирования впадин Тогузгумолак и Кызылтуз в результате обработки первичных брахисинклинальных структур водой и ветром

Формирование речных долин, остатками которых являются долинообразные впадины Ченгельды-Джелбулак, Джамангын, Киргизбай, Тунклюкты, Танинказган и Каратуз

Возникновение сильно расчлененного рельефа и коры выветривания (как на водоразделах, так и во впадинах)

Погребение впадин под отложениями верхнего мела

«Откапывание» погребенных впадин в результате деятельности ветра

Однако эти положения М. И. Александровой в отношении генезиса и особенно возраста бессточных впадин вызывают серьезные возражения. Если впадины возникли в домеловое время, то чем объясняется отсутствие в осмотренных нами впадинах Ченгельды-Джелбулак, Джамангын, Каратуз, Кызылтуз и Акой валунов и галечников устойчивых пород, входящих в состав отложений верхнего мела? Предположить, что они вынесены ветром, нельзя, ибо ветер не в состоянии проделать такую работу. Следовательно, впадин в доверхнемеловое время не существовало. Не обосновано также фактическим материалом отнесение М. И. Александровой глубокой и обособленной впадины Каратуз к типу карстово-эрозионной. На ее склонах не наблюдается следов карстования известняков, а на дне отсутствуют нерастворимые продукты известняков, которые всегда имеются в карстовых впадинах. Можно предположить, что последние уничтожены в результате эрозионной деятельности, но это опровергается тем, что впадина даже отдаленно не напоминает остатка речной долины, ибо является совершенно обособленной.

Впадина Кызылтуз, по мнению М. И. Александровой, — структурно-денудационная, т. е. возникла в результате обработки Кызылтузской герцинской синклинали водой и ветром. Однако, хотя эта впадина и расположена в осевой части синклинали, она по размерам в несколько раз меньше последней. Кроме нее, в пределах этой же синклинали имеются впадины Каратуз и Акой, приуроченные к крыльям. Характерно, что впадина Акой вытянута вкрест простирания слоев карбона. Таким образом, хотя расположение указанных впадин структурно и обусловлено, они прямо и обязательно со структурой не связаны. Карстово-эрозионные процессы на возникновение впадин Кызылтуз и Акой не оказали влияния. Обе эти впадины, так же как и впадина Каратуз, совершенно замкнутые и не несут нерастворимых продуктов известняков.

Вероятнее всего, образование впадин следует связывать с эоловой деятельностью, поскольку нет каких-либо указаний на участие в их возникновении текучих вод и карстовых процессов, тем более, что широтное или близкое к нему направление этих впадин совпадает с направлением ветров в Бет-Пак-Дале.

Бессточные впадины Каракыр, Майдагенколь и Казыккакан, находящиеся в районе оз. Большой Камкалыкуль, приурочены к поверхности I надпойменной террасы р. Чу. На их склонах выходят глины среднего олигоцена, перекрытые песчано-глинистыми отложениями эоплейстоцена

или песками верхнего плейстоцена. Расположение этих впадин среди песчаных гряд и бугров эолового происхождения позволяет считать, что они являются, скорее всего, дефляционными. Возникновение их, по-видимому, следует относить ко второй половине верхнего плейстоцена — голоцену — в связи с наступлением засушливых условий.

СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ОКРАИНА ЧУЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Под названием Чуйской синеклизы понимают обширную депрессию (шириной около 240 км и длиной около 800 км), вытянутую в северо-западном направлении и ограниченную на западе Улутауским валом, на юго-западе — хребтом Каратау, на юге — Киргизским хребтом, на северо-востоке — хребтом Кендыктас и Чу-Илийскими горами и далее, в северо-западном направлении, — палеозойским складчатым массивом Казахского нагорья.

Чуйская синеклиза является, пожалуй, наименее изученной по сравнению с другими прогибами Урало-Сибирской эпигерцинской платформы.

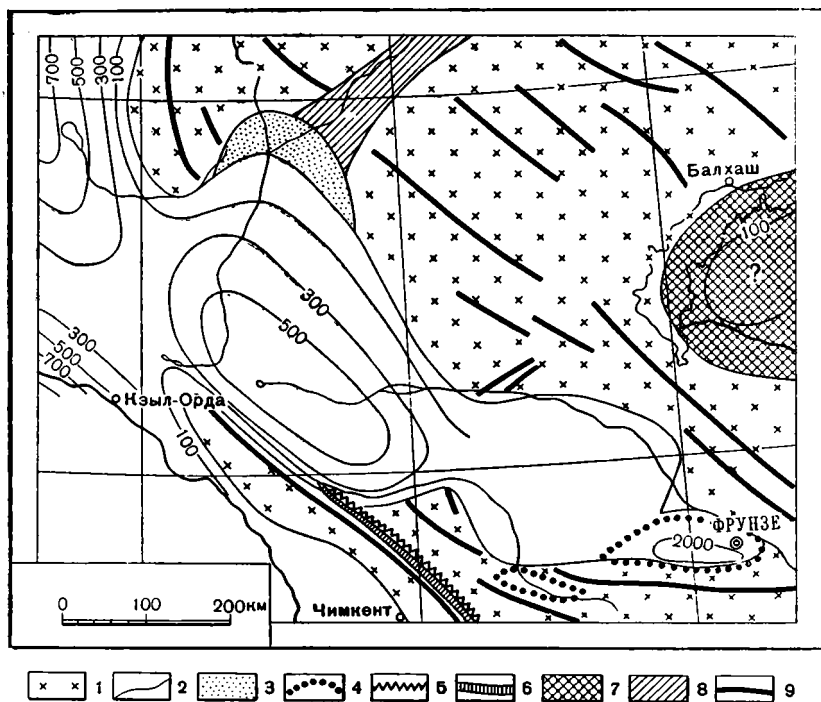
Б. А. Петрушевский (1942) на основании анализа геологического строения Чуйской впадины и западной части Бет-Пак-Далы пришел к выводу о том, что современная единая Чуйская мульда возникла из двух разновозрастных мульд: мезозойско-палеогеновой в северо-западной части (собственно Чуйская мульда) и неогеновой — в юго-восточной. Собственно Чуйская впадина (к западу от уроч. Уланбель), по его мнению, зародилась в меловое время, а юго-восточная часть современной Чуйской впадины — в неогеновое, в связи с поднятиями окружающих хребтов. В мезозойско-палеогеновое время в юго-восточной части современной Чуйской впадины, согласно представлениям Б. А. Петрушевского, не было прогибания палеозойского фундамента, а следовательно, не происходило и осадконакопления; здесь и сейчас фундамент, перекрытый эоловыми песками, залегает неглубоко от поверхности. Глубину залегания фундамента в центральных частях собственно Чуйской впадины Б. А. Петрушевский оценивает в 500 м (фиг. 63).

С. С. Шульц не согласен с мнением Б. А. Петрушевского и считает, что Уланбельский вал «не ограничивал области прогиба в целом и даже не являлся восточной границей палеогенового моря» (1948, стр. 83). Доказательством этого, по его мнению, является наличие морских эоцен-нижнеолигоценых осадков восточнее Уланбельского вала, в частности в Гуляевской мульде (расположена в районе с. Фурмановки), к которым он ошибочно отнес красноцветные образования, имеющие неогеновый возраст и континентальное происхождение. С. С. Шульц полагает, что Чуйская депрессия является единой, но в ней можно выделить три местных прогиба, разделенных «пережимами», или валами: собственно Чуйскую впадину (к востоку от сухой долины Саргоу), Гуляевскую мульду и Нижнечуйскую мульду (собственно чуйская мульда, по Б. А. Петрушевскому).

Н. С. Шатский, возражая Б. А. Петрушевскому, указывает, что «этот вывод не может считаться решающим для разделения Чуйской мульды на две различные структуры, так как северные крылья обеих этих частей до ст. Бек Куль, по-видимому, представляют единое неразрывное целое» (1951, стр. 237). Описываемый прогиб, как показал Н. С. Шатский, является унаследованным от палеозойского синклинория. Он пишет: «... северный конец мезо-кайнозойской Чуйской синеклизы вложен в расширяющуюся к югу верхнепалеозойскую Джекказганскую мульду таким образом, что осевые части этих структур почти совпадают. То же самое наблюдается и на юге, между реками Чу и Талас, где в центральной части

палеозойского синклинала, выполненного красноцветными отложениями джезказганской серии, располагается мульда, сложенная верхнемеловыми и третичными породами» (там же, стр. 247).

Говоря об унаследованном развитии Чуйской синеклизы в мезозой-кайнозойе, В. Г. Королев (1956) считает, что в результате доюрских движений покров каменноугольных отложений в Чуйской впадине был деформирован слабо и к началу мезозойской эры залегал почти горизонтально.



Фиг. 63. Схема структуры Чуйской синеклизы (по Б. А. Петрушевскому).

1 — область выхода на поверхность складчатых сооружений докембрийско-каледонско-герцинской стабилизации (Казахский щит); 2 — границы зон погружения мезозойского фундамента от поверхности; цифры показывают примерную глубину (в м); 3 — Джезказганская верхнепалеозойская мульда, слабо прогибающаяся в мезозое и кайнозое; 4 — границы мегасинклиналей Тянь-Шаня с глубиной погружения фундамента до 1000 м от поверхности; 5 — глубокий разлом; 6 — Каратауская полоса юры (приразломный прогиб); 7 — Балхашская наложенная мульда; 8 — Атасу-Сарыуysкская депрессия; 9 — главные антиклинальные структуры в области выхода фундамента на поверхность

В дальнейшем он был деформирован вместе с мезозойско-кайнозойскими осадками. Что касается прибортовой части впадины, то заключение В. Г. Королева не находит подтверждения в фактическом материале. Все мезозойские и кайнозойские отложения на исследованной территории начиная с верхнего мела и кончая голоценом залегают на карбоне с угловым несогласием и размывом. Если углы падения в породах мезозой-кайнозоя обычно не превышают 1,0—1,5° и редко достигают 5—10°, то в породах карбона они варьируют в пределах 20—70°. Несомненно, что эти внутренние структуры палеозоя образовались в результате проявления герцинской складчатости, и в дальнейшем, во время проявления новейших движений, как правильно подметил С. С. Шульц (1948), палеозойский фундамент изгибался всей своей массой.

В то же время в центральных частях впадины картина могла быть иной. В самом деле, можно определенно утверждать, что прогиб на месте

современной Чуйской впадины унаследованно развивается по крайней мере с нижнего карбона. Осадки нижнего и среднего карбона, развитые в пределах Казахского нагорья, ближе к Чуйской впадине скрываются под мезозойско-кайнозойскими породами, т. е. несомненно имеются и в центральных частях ее, где мощность их больше, чем на нагорье.

Отсутствие осадков перми, триаса и юры в пределах южной окраины Казахского нагорья вовсе не свидетельствует об отсутствии их в Чуйской впадине. Приподнятое Казахское нагорье в это время размывалось, а осадки аккумуляровались в прогибавшейся Чуйской впадине, где и следует предполагать наличие отложений указанного возраста. В областях длительных прогибаний, как указывал Н. С. Шатский, наблюдается согласное залегание пород. Подобные мысли высказывал и Б. А. Петрушевский, характеризующий южный берег Чуйской депрессии. Он пишет: «С удалением от хребта (Каратау — В. Е.) палеогеновые породы резко выполаживаются, так что уже в немногих километрах лежат практически горизонтально; это говорит и о пологом залегании фундамента» (1955, стр. 97).

Однако унаследование выражается не только в совпадении простираний и в соответствии мезозойско-кайнозойской Чуйской синеклизы верхнепалеозойскому синклинорию, а местами и в унаследовании более мелких структур в палеозое, осложняющих складчатое палеозойское основание.

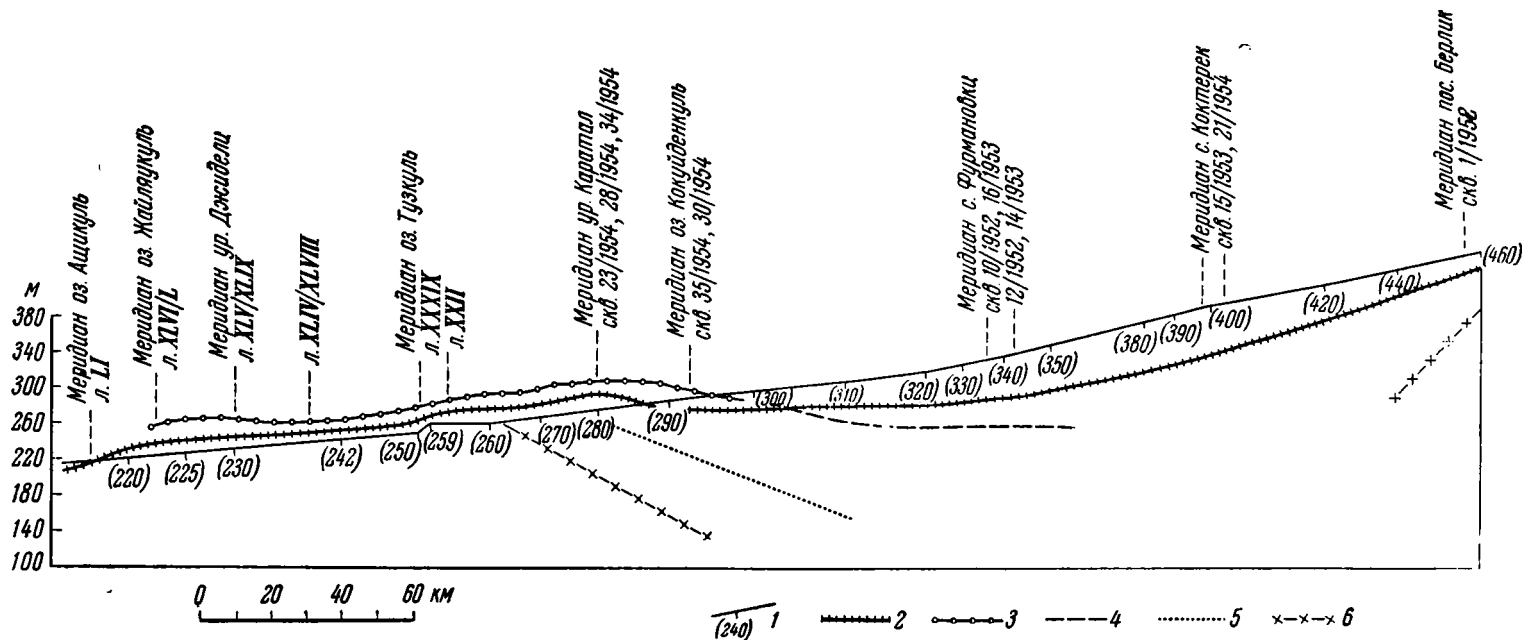
Н. С. Шатский (1951) впервые отметил, что так называемые Сарысуйские гипсовые купола, размеры которых не превышают 1 км в поперечнике, представляют собой герцинские брахиантиклинали, наследуемые позднейшей складчатостью. «Как уже было описано выше, — указывает Н. С. Шатский, — верхнепалеозойское основание Чуйской мульды осложнено короткими брахиантиклиналями и куполами; возможно, что этот же тип дислокаций был унаследован и третичными движениями, в результате которых окончательно сформировались гипсовые Сарысуйские купола» (1951, стр. 247). Позднее к такому же заключению пришел и Б. А. Петрушевский, отказавшись от своих старых взглядов на генезис Сарысуйских куполов. «...Сарысуйские гипсовые купола, на крыльях которых наклонены и меловые и третичные (включая нижнеолигоценовые) породы, правильнее, вероятно, рассматривать как структуры, возникшие еще при герцинской складчатости и затем, в результате третичных движений, снова несколько приподнявшиеся» (1955, стр. 81).

Юго-восточнее Сарысуйских куполов, т. е. в пределах изученной территории, характер дислокаций, осложняющих Чуйскую впадину, изменяется. Здесь в кайнозойских отложениях прослеживаются относительно крупные поднятия и опускания, направленные поперек впадины. Они хорошо выявляются по чередованию динамических фаз аллювия, образующего пойму, I и II надпойменные террасы р. Чу.

При прослеживании верхнеплейстоценовой террасы р. Чу от оз. Большой Камкалькуль вверх по течению выясняется, что высота поверхности ее цоколя варьирует в больших пределах.

К югу от оз. Малый Ащиккуль (линия горных выработок LI) абсолютная отметка поверхности цоколя указанной террасы равна 214 м, а русла р. Чу — 216 м, т. е. цоколь ее в этом месте лежит на 2 м ниже русла.

Южнее оз. Жайляукуль, расположенного в 16 км к востоку от оз. Малый Ащиккуль, цоколь верхнеплейстоценовой террасы лежит в среднем на 11 м выше уреза воды р. Чу (фиг. 64). Такое же превышение поверхности цоколя над руслом наблюдается к югу от уроч. Джидели. В 18 км восточнее этого урочища высота цоколя террасы над руслом уменьшается до 5—6 м (линия горных выработок XLIV/XLVIII), а далее, в районе оз. Тузкуль, снова увеличивается до 11 м.



Фиг. 64. Продольный профиль русла и подошв аллювия террас долины р. Чу от оз. Ашкуль до пос. Берлик.

1 — русло р. Чу и его абсолютные отметки; 2 — подошва аллювия верхнеплейстоценовой террасы; 3 — подошва аллювия среднеплейстоценовой террасы; 4 — предполагаемая подошва аллювия нижнеплейстоценовой террасы; 5 — подошва отложений кеншагырской свиты эоплейстоцена; 6 — подошва отложений верхнего мела (кровли палеозойских образований).

Наибольшая средняя высота цоколя над руслом р. Чу, равная 14 м, прослеживается к югу от уроч. Каратал (линия горных выработок XXVII).

Выше по течению поверхность цоколя верхнеплейстоценовой террасы понижается. К югу от оз. Кокуйденкуль она лежит на 12 м ниже русла, а к югу от с. Фурмановки — на 50 м.

Следует отметить, что поверхность верхнеплейстоценовой террасы по правобережью р. Чу, в области гуляевских «разливов» (оз. Кокуйденкуль — Фурмановка), наклонена в северном направлении, т. е. от приречной части ее к внутренней. При этом бровка террасы лежит несколько выше уреза воды, в то время как внутренняя часть (близ гор Джамбул) опущена ниже русла на 20—25 м (см. фиг. 28). Это обусловлено более интенсивными опусканиями внутренней части террасы по сравнению с приречной. Так как внутренняя часть террасы находится вблизи описанного выше разлома, естественно увеличение интенсивности движений в этой части террасы связать с обновлением движений по разлому в верхнеплейстоценово-голоценовое время.

К юго-западу от с. Коктерек находится область максимальных прогибаний. Цоколь террасы опущен здесь на 60 м ниже русла. От этого пункта вверх по течению долины поверхность цоколя описываемой террасы начинает воздыматься. В районе пос. Берлик она лежит, например, ниже русла р. Чу всего на 25—35 м.

Описанные закономерности в поведении цоколя верхнеплейстоценовой террасы неоспоримо свидетельствуют о наличии в этой части Чуйской впадины двух прогибов и одного поднятия. Прогиб, расположенный западнее оз. Малый Ащиккуль, мы выделяем под названием Нижнекамкалинского, следующее за ним к востоку поднятие именуем Джиделинским и прогиб в районе с. Фурмановки, вслед за С. С. Шульцем (1948), называем Гуляевским (см. рис. 62).

Существование Гуляевского прогиба и Джиделинского поднятия подтверждается также характером изменения поверхности цоколя среднеплейстоценовой террасы. В районе Джиделинского поднятия высота цоколя этой террасы изменяется в пределах 20—35 м выше уреза воды р. Чу. В районе урочищ Сарыкобу — Шопкаульген, т. е. в Гуляевском прогибе, цоколь ее лежит ниже уреза воды более чем на 60 м. Следует также отметить, что при переходе из области поднятий в область опусканий значительно увеличивается ширина указанных террас и сильно возрастает мощность слагающих их аллювия.

Нижнекамкалинская, Джиделинская и Гуляевская структуры устанавливаются также при изучении голоценовых образований. В прогибах долина р. Чу расширяется до 30 км, а река разбивается на 2—3 русла. В Джиделинском поднятии река на большом пространстве течет в одном русле, а ширина долины обычно не превышает 4—7 км.

В основании мезозойско-кайнозойского разреза Джиделинского поднятия на породах палеозоя залегают верхнемеловые морские отложения, мощность которых от осевой части этого поднятия по направлению к Нижнекамкалинскому и Гуляевскому прогибам увеличивается. Мощность эоплейстоценовых отложений, развитых в восточной части указанного поднятия, также увеличивается по направлению к Гуляевскому прогибу. В западной части поднятия эоплейстоценовые осадки отсутствуют, но распространены в Нижнекамкалинском прогибе (см. фиг. 49). На основании этого можно сделать вывод, что Джиделинская зона в верхнемеловое время была относительно поднятой, а Гуляевская и Нижнекамкалинская — опущенными. Несмотря на это, Джиделинская зона не определяла восточную границу распространения верхнемелового моря, как думают Б. А. Петрушевский (1955) и А. В. Кучапин (1957). Западная и восточная части Чуйской впадины в верхнемеловое время представляли

собой в структурном отношении единую большую область опускания, занятую морским бассейном. В то же время уже тогда зоны современного Джиделинского поднятия, Гуляевского и Нижнекамкалинского прогибов наметились как зоны движений противоположного знака и по такому плану развивались вплоть до голоцена.

В пределах Джиделинской зоны развиты также морские отложения, которые мы относим к среднему олигоцену (?). Это значит, что и в палеогене оно не было восточной границей моря.

Б. А. Петрушевский (1955) отрицает существование Гуляевской мульды. Он указывает: «Наблюдения Д. И. Яковлева и мои показывают, что по северному склону «гуляевской мульды» (до самой Гуляевки) третичные и меловые отложения, выходящие на довольно значительном (5—10—15 км) удалении от палеозойского обрамления, имеют незначительную мощность (20—30 м) и залегают практически горизонтально. Нет никаких данных об увеличении их мощности к югу. Это свидетельствует против предположения о существовании здесь сколько-нибудь глубокой синклинальной структуры» (1955, стр. 101).

Выше уже отмечалось, что мощность только эоплейстоценовых отложений (ранее относившихся к верхнему плиоцену) в самой прибортовой части Чуйской впадины (близ гор Майжарылган и Хантау) достаточно велика; во всяком случае, она местами более чем в 5 раз превышает общую максимальную мощность третичных и меловых пород, приводимую Б. А. Петрушевским. Наблюдается также относительно резкое увеличение мощности эоплейстоценовых отложений в южном направлении. Таким образом, существование Гуляевской зоны прогибаний можно считать доказанным.

Следует заметить, однако, что, кроме отмеченных крупных расширений (Нижнекамкалинского и Гуляевского), в восточной части Джиделинского поднятия имеются расширения второго порядка — Нижнекаракольское и Сарычиганакское. В районе оз. Большой Каракуль ширина долины возрастает до 20 км, а у оз. Сарычиганак — до 10 км, что соответствует Нижнекаракольскому и Кызылтузскому прогибам, совпадающим с герцинскими синклиналями. Прогибы разделены узким и коротким Уланбельским поднятием, совпадающим с герцинской антиклиналью. Ширина долины здесь не превышает 0,5 м. В пределах Уланбельского поднятия уклон русла р. Чу равен 0,002, в Кызылтузском прогибе — 0,00035, а в Нижнекаракольском — только 0,00006. Такой небольшой уклон русла р. Чу в пределах Нижнекаракольского прогиба является следствием подпора чуйских вод растущим Уланбельским поднятием. Наличие этой очень характерной перемычки поперек долины р. Чу совершенно не связано с литологией пород; она образована обычными песчаниками нижнего карбона, неотличимыми от песчаников этого же возраста, слагающих крылья синклиналей.

В целом голоценовые аллювиальные отложения дислоцированы по тому же плану, что и более древние, в деталях же имеются некоторые несоответствия. Так, выше с. Фурмановки в области максимальных прогибаний в верхнеплейстоценовый век ширина голоценовой долины молодого облика не превышает 1,5—2,0 км. По-видимому, здесь наблюдается некоторое несоответствие современных тектонических движений более древнему структурному плану, т. е. длительные прогибания к юго-востоку от Фурмановки в голоценовое время сменялись поднятиями.

Максимальная глубина залегания палеозойского фундамента к западу от Джиделинского поднятия, оцениваемая Б. А. Петрушевским в 500 м, не подтверждается новейшими геофизическими данными. Приблизительно в 50 км западнее исследованной территории (на меридиане возвышенности Кутантас) глубина палеозойского фундамента, судя по сейсмическому

профилю (данные В. Л. Гольдмана, А. Г. Джолдасова и И. Г. Михеева за 1959 г.), севернее р. Чу не превышает 400 м, но южнее она возрастает до 1800 м, а местами достигает 2000—2100 м. На основании этих данных можно, в свою очередь, полагать, что палеозойский фундамент в этой части Чуйской впадины имеет более сложное строение, чем предполагал Б. А. Петрушевский (1955).

У нас нет сведений о глубине залегания подошвы аллювия верхнеплейстоценовой террасы выше пос. Берлик, поэтому для выяснения характера дислокаций этого участка мы воспользуемся данными об изменении относительной высоты поверхности этой террасы.

В районе пос. Берлик и ст. Чу она равна 8 м. Следуя по поверхности этой террасы вверх по течению р. Чу, мы отчетливо видим, что она plainly повышается. У плотины (Ташуткульстрой) ее высота равна 16 м, у колоза «Жершапкан» — 22 м, а несколько выше устья лога Саргоу — 50 м. Далее вверх по течению высота ее уменьшается. Ниже ст. Чу высота верхнеплейстоценовой террасы постепенно снижается и у с. Фурмановки уже не превышает 3,5 м.

На основании этих данных можно предполагать, что Гуляевский прогиб где-то в районе ст. Чу сменяется поднятием, ось которого проходит близ сухой долины Саргоу. Саргоуское поднятие представляет собой сравнительно крупную пологую асимметричную положительную структуру, юго-восточное крыло которой более крутое, чем северо-западное.

В связи с более интенсивными тектоническими поднятиями в районе лога Саргоу в верхнеплейстоценово-голоценовое время появляются дополнительные террасы. Так, у ст. Чу и пос. Берлик прослеживаются две террасы (пойма и I надпойменная), а на левом берегу, в районе лога Саргоу, — шесть (50 м; 25—28 м; 16 м; 10 м; 5,8—6,0 м и 2,2—3,3 м)¹. Интересно отметить, что на правом берегу р. Чу в этом месте не наблюдается увеличения количества террас, а высота наиболее высокой террасы, хотя и больше, чем в районе ст. Чу, но в три с лишним раза меньше высоты левобережной, наиболее высокой террасы верхнеплейстоценового возраста, достигающей 16 м. Это указывает на меньшую интенсивность движений правого берега по сравнению с левым.

Юго-восточнее Саргоуского поднятия расположена впадина, которую С. С. Шульц (1948), а впоследствии П. Г. Григоренко именуют «собственно Чуйской»². К юго-востоку от г. Фрунзе (в предгорьях Киргизского хребта) в кайнозойских отложениях этой впадины прослеживается антиклиналь, получившая название Серафимовской. На схематической карте глубин палеозоя, составленной в 1959 г. Г. С. Юхневичем по сейсмическим данным, видно, что с осью этой антиклинали совпадает раздел между зонами положительных и отрицательных аномалий силы тяжести. В поясе этого раздела изоманалы сближены и образуют не резко выраженную гравитационную ступень, простирающуюся в соответствии с осью антиклинали. Можно думать, что Серафимовской антиклинали соответствует поднятие в породах палеозоя.

Помимо указанной антиклинали, к северу от г. Фрунзе, по данным сейсморазведки, в породах палеозоя намечаются антиклинальные складки у селений Камышовское, Касык, Георгиевка, Чернореченское и в других местах. Характер залегания кайнозойских отложений в пределах отмеченных антиклиналей остался невыясненным.

¹ Мы не можем согласиться с данными П. Г. Григоренко (1954), который утверждает, что число террас в районе лога Саргоу достигает 14.

² Так как Б. А. Петрушевский (1942) «собственно Чуйским» именовал участок, расположенный к западу от Джиделинского поднятия, мы, во избежание дальнейшей путаницы, предлагаем называть эту впадину Фрунзенской.

Максимальные глубины залегания палеозойского фундамента во Фрунзенской впадине на основании указанной выше карты глубин палеозойского фундамента отмечаются в зоне, непосредственно примыкающей к подножию Киргизского хребта. Так, у Нижней Серафимовки глубина залегания фундамента достигает 2100 м, у г. Фрунзе — 1900 м, к юго-западу от с. Сталинское — 2700 м, к югу от с. Чалдывар — 2800 м, у ст. Луговой — 2200 м. В северном направлении подошва мезозойско-кайнозойского чехла полого воздымается.

Указанные мощности мезозойско-кайнозойских отложений во Фрунзенской впадине, за некоторыми исключениями, в общем близки к мощности пород этого же возраста в Нижнекамкалинском прогибе, или собственно Чуйской впадине Б. А. Петрушевского.

Таким образом, все упомянутые части Чуйской впадины заложились одновременно и в дальнейшем развивались более или менее одинаково. Начало общих опусканий (на фоне которых происходили относительные поднятия) четко устанавливается по крайней мере с верхнего мела и продолжается до настоящего времени. Структуры, подобные Чуйской впадине, именуются синеклизами. Эти выводы о структуре Чуйской впадины полностью согласуются с ранее сделанными выводами Н. С. Шатского (1951).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Естественные обнажения мезозойских и кайнозойских отложений в пределах Причуйских степей почти совершенно отсутствуют. Это обстоятельство не могло не сказаться отрицательным образом на их изучении. Стратиграфия третичных отложений, не говоря уже о литологии, генезисе и пространственном распространении их, до начала работ К. В. Никифоровой и наших находилась в зачаточной стадии разработки. Еще хуже обстояло дело с четвертичными образованиями.

Проведенные исследования с применением значительного количества горных работ, а также изучение керн буровых скважин по данным Казахской гидрогеологической экспедиции позволили выяснить стратиграфию мезозойско-кайнозойских отложений Причуйских степей и особенности строения разновозрастных аллювиальных свит в зависимости от изменения климатических условий и проявления новейших тектонических движений (фиг. 65). Прежде всего нам удалось точнее выяснить стратиграфический объем континентальной серии, с которой связаны аллювиальные образования.

После ряда работ И. А. Ефремова (1931, 1944) укоренилось мнение, что широко развитые в пределах Казахстана и Средней Азии песчано-галечные отложения с костями динозавров являются не верхнемеловыми, а более поздними. И. А. Ефремов относил их возникновение к эоценовой эпохе, считая генезис осадков пролювиальным. Нам на примере Причуйских степей удалось доказать ошибочность сложившихся представлений. Собранные мною в этих отложениях зубы акул, по мнению Л. С. Гликмана, следов окатывания не несут и указывают на сантонский возраст вмещающих пород, отложившихся в прибрежной зоне моря.

Загипсованные галечники и пески с костями динозавров, выделяемые нами под названием буралкеныгузской свиты, подстилаются пестроокрашенной загипсованной толщей глин (верхнекамкалинская свита) предположительно сеноманского возраста, так как в аналогичных глинах верховьев р. Аристанды (хр. Каратау), также залегающих в основании образований с костями динозавров, содержится морская фауна сеномана.

Изложенные данные показывают, что разрез мезозойских отложений в Причуйских степях начинается с верхнего мела. Нижнемеловые юрские и триасовые отложения отсутствуют. Однако наличие их можно предполагать в более прогнутых частях Чуйской впадины.

Над верхнемеловыми осадками (в частности, над верхнекамкалинской свитой) юго-западнее гор Тантай лежат светло-зеленые глины, замещающиеся по простирацию желтовато-розовыми алевритами. В глинах и алевритах в большом количестве содержатся зубы акул, что указывает на верхнеэоценово-нижеолигоценый возраст пород. Эти морские породы, вероятнее всего, соответствуют чеганской свите Северного Приаралья.

Отложения, хронологически отвечающие чеганской свите, ранее в этом районе не выделялись.

В изученной области, по-видимому, отсутствуют отложения, сопоставимые с тасаранской и саксаульской свитами Северного Приаралья, однако их присутствие можно предполагать в более прогнутых частях впадины.

Над чеганской свитой, переходя с нее на образования верхнего мела лежит кендерлыкская свита, представленная преимущественно кирпично-красными загипсованными глинами континентального происхождения, мощностью 10—40 м. Кроме скудных остатков остракод и гастропод, других фаунистических находок, проливающих свет на возраст свиты, не обнаружено. Однако возраст ее хорошо устанавливается по геологическим данным. Она залегает на нижнеолигоценовых отложениях и покрывается породами, верхний возрастной предел которых на основании остатков индрикотериев устанавливается как верхний олигоцен (следовательно, возраст кендерлыкской свиты, вероятно всего, является среднеолигоценным).

Таким образом, прогибания Чуйской впадины в чеганский век, приведшие к морской трансгрессии, очевидно, в конце нижнего олигоцена сменились кратковременными поднятиями, вытеснявшими морской бассейн. В среднем олигоцене поднятия вновь сменились опусканиями. В пределах впадины возник озерный бассейн, в котором отлагались глины кендерлыкской свиты.

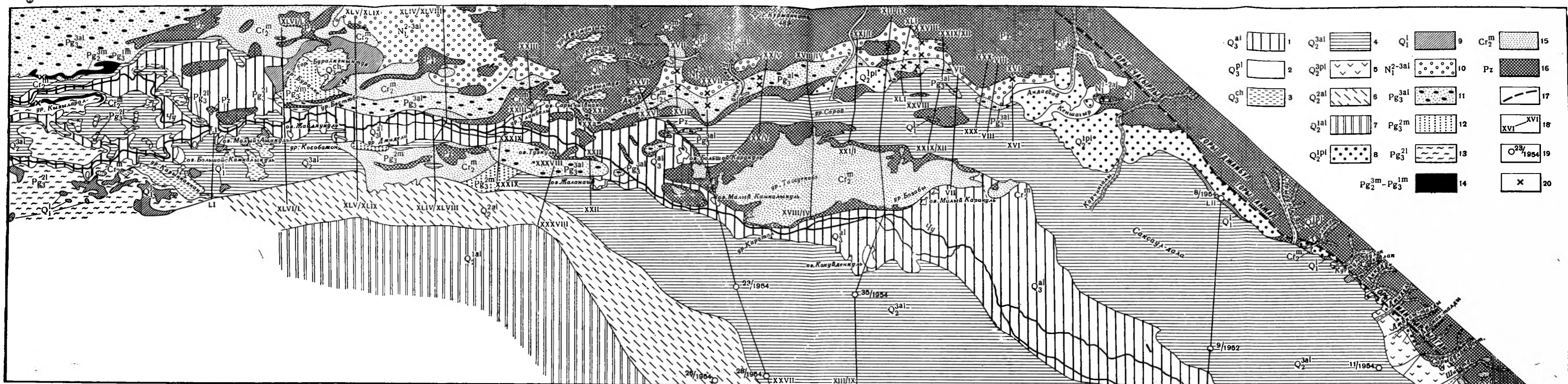
По-видимому, в самом конце среднего олигоцена (в жаксыккычский век?) в связи с продолжавшимися прогибаниями Чуйской впадины сюда снова проникло море. Морские отложения бестюбинской свиты среднего олигоцена (?) развиты в соре Буралкенынтуз, а также к югу от него. Это светло-желтые шелковистые пески, белые песчаники, малиново-красные и светло-желтые пески с гравием и галькой, взаимоотношение которых с породами кендерлыкской свиты осталось невыясненным. Среднеолигоценый возраст их устанавливается на основании находок К. В. Никифоровой в 1952 г. в уроч. Бестюбе *Corbulomya janischewskii* Ruch. Эта форма характерна для отложений жаксыккычской свиты Северного Приаралья. Приуроченная к этим же отложениям *Corbula helmersenii* также как будто не противоречит среднеолигоценному возрасту отложений, ибо по свидетельству П. А. Мчедlishvili (1950) в Закавказье она встречается в слоях, возможно, имеющих среднеолигоценый возраст.

Средним олигоценом заканчивается серия морских и озерных отложений, в которых аналоги аллювия неизвестны. Наоборот, выше располагается серия континентальных отложений, в которых аллювий является важнейшей составной частью.

На глинах кендерлыкской свиты, переходя с нее на образования верхнего палеозоя, залегает асказансорская аллювиальная свита верхнеолигоценного возраста. В составе свиты преобладают галечники и гравийные пески, реже встречаются глины и песчаники. Общая мощность пород свиты изменяется от 2—3 до 14—27 м.

Условия накопления асказансорской свиты были иными, чем описанных ранее свит. В доверхнеолигоценное время преобладали опускания. В верхнеолигоценное время опускания сменились преимущественно поднятиями, особенно в пределах Казахского нагорья, где они резко преобладали; лишь в Чуйской впадине, по крайней мере в ее северо-западной части, происходили опускания сравнительно небольшой амплитуды.

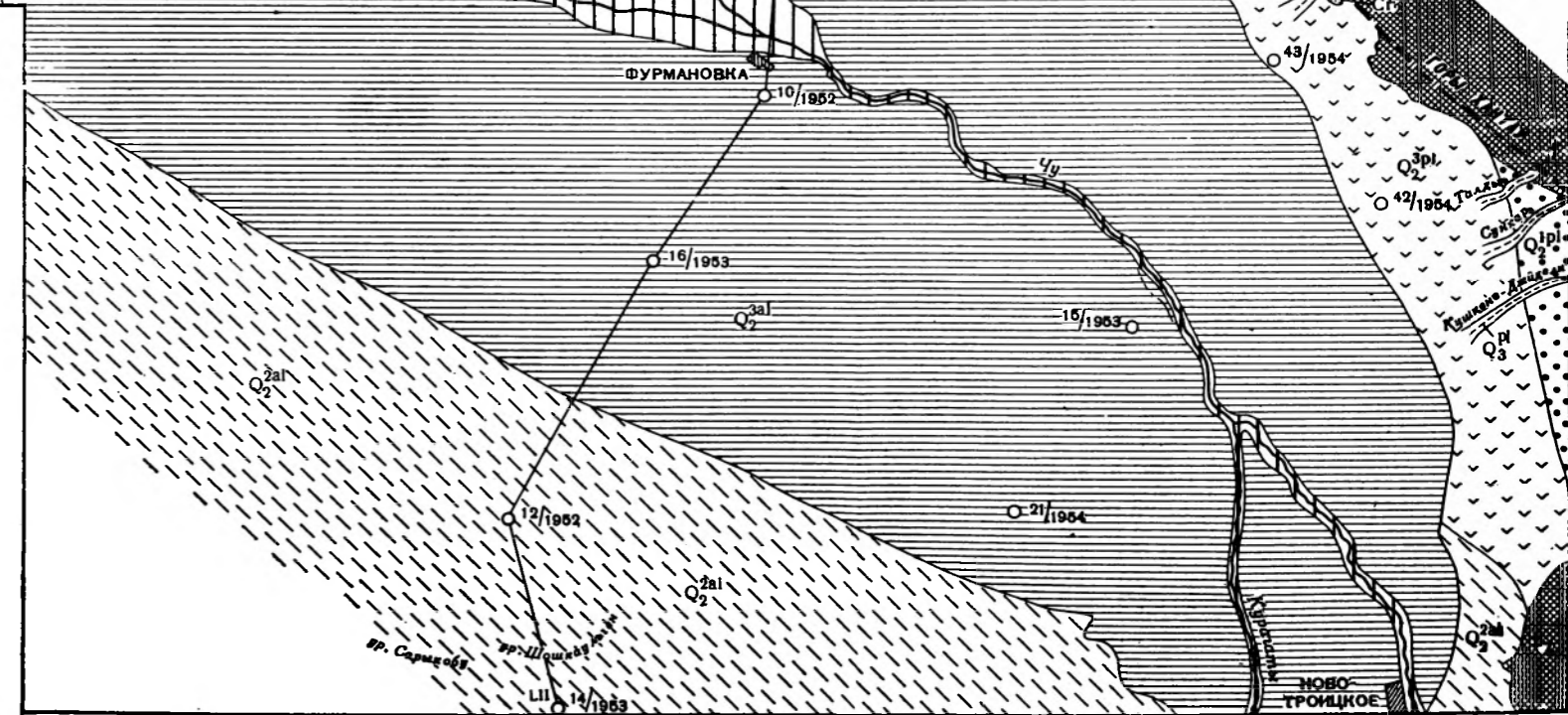
На всем протяжении верхнеолигоценного времени осадки характеризуются ильменитовой с гранатом и эпидотом минералогической ассоциацией, а выход шлиха из них варьирует от 2 до 3,5 кг/м³ в восточной части долины, уменьшаясь до 0,2 кг/м³ — в западной, что связано с измельчением осадков в этом направлении. Резкое преобладание в асказансорской



Фиг. 65. Геологическая карта мезозой-кайнозойских отложений северо-восточной окраины Чуйской впадины. Составил В.И. Елисеев.

Голоценовые отложения: 1 — аллювиальные (чуйская свита); 2 — пролювиальные; 3 — такырно-солончаковые. Верхнеплейстоценовые отложения: 4 — аллювиальные, с поверхности местами переясные (саройская свита); 5 — пролювиальные; 6 — среднеплейстоценовые аллювиальные отложения, с поверхности переясные (шоткаульгенская свита). Нижнеплейстоценовые отложения: 7 — аллювиальные, с поверхности переясные (мюнкюмская свита); 8 — пролювиальные (бурунтауская свита); 9 — эоплейстоценовые озерные отложения (кеншагырская свита); 10 — средне- и верхнемиоценовые аллювиальные отложения (андасайская свита); 11 — верхнеолигоценовые аллювиальные отложения (асказансорская свита). Среднеолигоценовые отложения: 12 — морские (бестюбьевская свита); 13 — озерные (кендерлыкская свита); 14 — верхнеэоценово-нижнеолигоценовые морские отложения (чеганская свита); 15 — верхнемеловые морские отложения; 16 — выходы пород палеозоя и докембрия, с поверхности элювированные; 17 — линии дизъюнктивных нарушений; 18 — линии разрезов; 19 — скважины, пробуренные Казахской гидрогеологической экспедицией (в числителе — номер скважины, в знаменателе — год работ); 20 — места находок фауны

Примечание. Нижняя граница четвертичной системы проводится по подошве кеншагырской свиты, которая ранее относилась к верхнему триасу



свите устойчивых минералов объясняется, с нашей точки зрения, длительным перемывом и переотложением пород на одном и том же уровне (обусловившим истирание неустойчивых минералов), а также частичным формированием свиты за счет размыва коры химического выветривания.

Отложения асказансорской свиты несомненно являются аналогом руслового аллювия равнинных рек. Отсутствие пойменного наипка связано не с последующим ее размывом, как можно было бы думать, а с тем, что он, в зависимости от климатических условий, не возникал вовсе. Это заключение основывается на том, что залегающие на более высоких абсолютных высотах и значительно более размытые миоценовые аллювиальные отложения имеют в своем составе ярко выраженную пойменную фацию.

На основании изучения литологии пород, остатков фауны и флоры можно сделать заключение, что климат Причуйских степей в верхнем олигоцене был умеренным. Лето было теплое и довольно влажное, зима — малоснежная и несуровая, хотя деревья и сбрасывали листву. Облесенность района и в общем слабо расчлененный рельеф являлись регуляторами стока. Очевидно, талые и дождевые воды поступали в реку равномерно, уровень воды в русле повышался не очень сильно и река почти не выходила из берегов. Пойма покрывалась паводковыми водами на короткое время, за которое наипок не успевал выпасть.

Значительное количество разрезов, составленных через верхнеолигоценую долину, показывает, что в большинстве случаев асказансорская свита состоит из двух слоев: галечного внизу и песчано-гравийного вверх. Возникновение песчано-гравийного слоя связано не с изменением мощности потока во времени, а со сменой фаций при смещении потока в горизонтальном направлении. Указанные слои представляют собой стрежневую и боковую (побочневую) субфации руслового аллювия, возникшие геологически одновременно. В тех местах, где аллювиальная свита состоит из трех слоев: внизу галечного или песчано-гравийного с галькой, в середине — песчано-глинистого и вверх — снова галечного или песчано-гравийного с галькой, — нижний и верхний слои являются стрежневой субфацией, а средний — побочневой.

На северо-восточной окраине Чуйской впадины отсутствуют породы, в возрастном отношении отвечающие аральской свите нижнего миоцена. Возможно, Причуйские степи в это время представляли собой невысоко приподнятую сушу, в пределах которой осадконакопления не происходило или почти не происходило. В наиболее прогнутой части Чуйской впадины (например, в районе с. Серафимовки) откладывались зеленоватые и желтовато-серые глины соленосной свиты, содержащие поваренную соль, мирабилит и гипс. Мощность их, по данным С. С. Шульца (1948), превышает 570 м. Описываемая территория и соседние районы в нижнемиоценовый век, скорее всего, испытывали дифференцированные тектонические движения с преобладанием опусканий.

К асказансорской свите прислоняется андассайская. Отложения ее также выполняют долину широтного простиранья, расположенную к северу от описанной.

В андассайской свите, возраст которой на основании фаунистических остатков и сходства с фаунистически охарактеризованными отложениями соседних районов определяется как средне- и верхнемиоценовый, прослеживаются два горизонта: песчано-галечный с прослоями глины внизу и глинистый вверх. Тесная взаимосвязь этих горизонтов позволяет считать, что нижний является русловой фацией, а верхний — пойменной. В нижнем горизонте в большинстве случаев выделяются два слоя: галечный в основании и песчано-гравийный вверх, являющиеся стрежневой и боковой (побочневой) субфациями руслового аллювия.

Осадки андассайской свиты на всем исследованном пространстве характеризуются ильменитовой с гранатом и эпидотом минералогической ассоциацией, т. е. ассоциацией, аналогичной для пород асказансорской свиты. Выход шлиха из галечников этой свиты изменяется от 2,1 до 3,6 кг/м³, выход шлиха из песков — от 0,6 до 1,5 кг/м³. Возникновение указанной устойчивой минералогической ассоциации в андассайской свите, так же как и в асказансорской, стало возможным вследствие длительного перемыва осадков, с одной стороны, и размыва коры химического выветривания — с другой.

Литологические особенности андассайской свиты (карбонатность, заглинованность, худшая отмытость и меньший размер галечников по сравнению с галечниками асказансорской свиты), характер пылицы и состав фауны позволяют считать, что климат во второй половине миоцена стал засушливым. Это было причиной образования глин пойменной фации. С исчезновением лесной растительности ускорился сток дождевых и талых вод, увеличилось количество взвешенных частиц в них за счет повышения напряженности смыва. Русло в паводок переполнялось водой, что приводило к затоплению поймы и отложению пойменного наилка.

Материал асказансорской и андассайской свит, по-видимому, сносился с возвышенности юго-восточного Казахстана и, может быть, частично с Тянь-Шаня. Сходство минералогического состава асказансорской и андассайской свит с составом палеозойских пород позволяет считать, что немалую роль в образовании указанных свит играла местная питающая провинция.

Тектоническая обстановка в андассайский век была аналогична существовавшей в верхнем олигоцене, т. е. происходили слабые дифференцированные тектонические движения с преобладанием поднятий на Казахском нагорье и относительных опусканий в Чуйской впадине.

На исследованной территории не обнаружены отложения, которые можно было бы отнести к нижнему или среднему плиоцену.

Отложения андассайской свиты вверх по разрезу непосредственно сменяются породами кеншагырской свиты, возраст которой устанавливается как верхнеплиоценовый. В верхнем плиоцене климат в пределах Казахстана и Средней Азии стал более холодным. Красноцветные породы почти перестали возникать. Их сменили осадки, в основном палевого и серого цвета, сходные с лежащими выше четвертичными породами. В верхнем плиоцене начался значительно более интенсивный рост гор Тянь-Шаня, продолжающийся до настоящего времени. В верхнем плиоцене в Восточном Казахстане появляются представители типичных четвертичных родов млекопитающих — слоны и однопалая лошадь Стенона. Таким образом, имеются основания для того, чтобы в Причуйских степях и соседних районах верхний плиоцен (которому в дальнейшем присваивается название «эоплейстоцен») присоединить к четвертичному периоду.

В составе отложений кеншагырской свиты эоплейстоцена преобладают палевые, серые и коричневые глины, местами содержащие линзы галечников, гравия, песчаников и известняков.

Мощность пород кеншагырской свиты в пределах исследованной части Казахского нагорья изменяется от 1,6 до 17,5 м. В самой прибортовой части Чуйской впадины мощность свиты 100—170 м, а в центральной достигает 470 м (и, возможно, более).

В пределах Казахского нагорья в эоплейстоцене продолжались дифференцированные тектонические движения, но с преобладанием относительных опусканий. Возникавшие при этом обширные долинообразные впадины (начало формирования их относится ко времени, предшествовавшему эоплейстоцену) заполнялись водой, и в них откладывались преимущественно глинистые осадки кеншагырской свиты. Эти впадины, иногда

вытянутые на значительное расстояние, принимались ранее Н. Г. Касиным (1936) и другими исследователями за древние долины. Однако генезис долинообразных понижений, вероятно, тектонический, а выполняющие их осадки имеют преимущественно озерное, реже — аллювиально-озерное происхождение.

Вблизи Чу-Илийских гор над кеншагырской свитой, переходя с нее на образования палеозоя, залегает бурунтауская пролювиальная свита нижнего плейстоцена, представленная характерными конгломерат-брекчиями, реже — плохо окатанными галечниками со щебнем, песками, мергелями и известковистыми глинами. Мощность пород свиты изменяется от 2 до 12 м. Конгломерат-брекчии залегают на глинах эоплейстоцена с угловым несогласием и резким размывом. Несогласное залегание нижнеплейстоценовых отложений на эоплейстоценовых наблюдается и в других местах (например, в Фергане и в Джунгарском Алатау). Таким образом, формирование эоплейстоценовых и нижнеплейстоценовых отложений разделено временем тектонических поднятий. Исходя из этого, мы не можем согласиться с некоторыми авторами (например, с К. В. Никифоровой), относящими верхнеобийские конгломерат-брекчии к верхнему ярусу эоплейстоценового отдела. Правильнее их считать основанием плейстоценового отдела.

Выделение некоторыми исследователями в Средней Азии так называемой «переходной» свиты, в возрастном отношении отвечающей концу плиоцена — началу плейстоцена ($N_2 + Q_1$) и как будто указывающей на тесную взаимосвязь отложений верхнего плиоцена и нижнего плейстоцена, не может служить доводом для отнесения конгломерат-брекчий и одновозрастных им отложений к верхнему ярусу эоплейстоценового отдела. Известно, что выделение переходных слоев «в стратиграфической шкале всегда явление временное, связанное с недостаточной изученностью ископаемой фауны и флоры каких-либо отложений. При более детальном исследовании они неизбежно ликвидируются» (Яншин, 1953, стр. 541). Так, выше было показано, что палевая свита С. С. Шульца (1948), возраст которой, по его мнению $N_2 + Q_1$, в действительности является только эоплейстоценовой, ибо содержит остатки *Equus stenonis*. По-видимому, эоплейстоценовой является и «переходная» свита С. В. Эпштейна (1954).

В песках Муюнкумы над кеншагырской свитой лежит муюнкумская, представленная мелкозернистыми песками, алевритами, супесями и суглинками аллювиального генезиса, общей мощностью до 145 м, которые к югу от колодца Бескатынкудук замещаются конгломерат-брекчиями нижнего плейстоцена. Породы муюнкумской свиты своим возникновением обязаны деятельности р. Чу в нижнеплейстоценовое время в южной части Чуйской впадины. Заложение р. Чу было обусловлено более интенсивными поднятиями Тянь-Шаня в конце эоплейстоцена — начале нижнего плейстоцена и спуском вод эоплейстоценового бассейна.

Исходя из того, что для аллювиальных и пролювиальных пород нижнего плейстоцена характерен исключительно серый цвет, можно полагать, что климат в это время стал несколько холоднее по сравнению с предшествующей эпохой. Резкого похолодания в нижнем плейстоцене не было, на что указывает отсутствие холодолюбивых форм млекопитающих из одновозрастных отложений соседних районов Казахстана. В общем климат в нижнем плейстоцене был засушливым, близким к климату эоплейстоцена и голоцена.

К отложениям муюнкумской свиты (с севера) прислоняются среднеплейстоценовые образования шошкаульгенской свиты, слагающие II надпойменную террасу р. Чу. Они представлены песками, песками с гравием и гальками, алевритами, суглинками и супесями. Отчетливое прислонение среднеплейстоценовой шошкаульгенской аллювиальной свиты

ко всем более древним образованиям свидетельствует о глубоком эрозионном врезе р. Чу в начале времени ее отложения, что, видимо, связано с общими тектоническими поднятиями описываемой территории. В то же время положение подошвы аллювия среднеплейстоценовой террасы в разных участках, мощность и характер образующих его осадков, а также ширина террас позволяют считать, что в пределах Чуйской впадины в то время проявлялись дифференцированные тектонические движения. В Джиделинской зоне относительных поднятий в разрезах среднеплейстоценовой террасы видна одна свита мощностью до 5 м, состоящая из русловой (пески с гравием) и пойменной (суглинки, супеси) фаций. Русловая фация преобладает. Наложение пойменной фации на русловую связано с перемещением русла в горизонтальном направлении, следовательно, фации являются геологически разновозрастными и идентичны таковым в понимании Е. В. Шанцера (1951). В Гуляевской зоне относительных опусканий в шошкаульгенской свите четко выделяются две подсвиты: нижнешошкаульгенская и верхнешошкаульгенская.

Нижнешошкаульгенская подсвита, возникшая в первую половину среднего плейстоцена, представлена песками с гравием и галькой, являющимися русловой фацией аллювия. Общая максимальная мощность их 25 м. Песчано-галечные отложения столь грубого состава свидетельствуют об увеличении мощности среднеплейстоценового потока по сравнению с нижнеплейстоценовым, а их повышенная мощность — о накоплении в условиях опусканий. Предположение о том, что изменение состава осадков могло быть связано только с увеличением влажности в горах Тянь-Шаня, опровергается изучением среднеплейстоценового пролювия, который, в отличие от нижнеплейстоценового, характеризуется более грубым составом, лучшей сортированностью и более ясно выраженной слоистостью. Таким образом, потоки в пределах Чу-Илийских гор в то время также стали более мощными и действовали в течение более продолжительного времени, что обусловлено усилением общей влажности на обширной площади, так как Чу-Илийские горы не могли быть значительными местными коллекторами влаги из-за небольшой высоты.

Верхнешошкаульгенская подсвита, образовавшаяся во вторую половину среднего плейстоцена, сложена алевритами, песчаными алевритами и суглинками, максимальной мощностью более 192 м. Тонкозернистый характер этой подсвиты указывает на ее формирование в условиях значительно более аридного климата (по сравнению с климатом первой половины среднего плейстоцена), когда мощность потока сильно уменьшилась. В Гуляевской зоне опусканий он дробился на многочисленные русла, в которых откладывались алевриты и песчаные алевриты (русловая фация). Во время половодий наряду с русловой фацией возникала пойменная (суглинки, пылеватые алевриты). Миграция русел в пространстве, а также тектонические опускания привели к сложному переплетению и многократному чередованию в разрезе русловой и пойменной фаций (настилаемый, или констративный аллювий В. В. Ламакина). Относительно грубый состав русловой аллювий сохранял в то время лишь в пределах Джиделинской зоны, где он носил перстративный характер (по В. В. Ламакину), т. е. образовывался за счет многократного переотложения ранее отложенных гравийных песков.

На основании находок в среднеплейстоценовых отложениях соседних районов Казахстана холодолюбивой ранней формы мамонта, можно думать, что климат Причуйских степей в то время был прохладным. Похолодание климата, вероятно, вызвано влиянием среднеплейстоценового оледенения соседних областей.

В составе среднеплейстоценовых отложений пролювиального генезиса, развитых по юго-западному склону Чу-Илийских гор, преобладают серые

щебнистые галечники с глиной или глинистым песком в заполнителе, реже — гравийные пески с прослоями глин и желтовато-серые суглинки. Мощность пролювиальных пород среднего плейстоцена изменяется от 1,1 до 10,4 м. От гор Чагырлы в юго-восточном направлении пролювиальные осадки становятся более грубыми, а выход шлиха из них увеличивается, что связано с увеличением высоты гор в этом направлении.

Как уже указывалось, сравнение описанных осадков с нижнеплейстоценовыми дает основание полагать, что потоки в среднем плейстоцене в связи с общим увеличением влажности стали более мощными, чем нижнеплейстоценовые.

Грубые щебнистые галечники в долинах логов в среднем плейстоцене возникали там, где сейчас откладываются только суглинки. Следовательно, климат в среднем плейстоцене был более влажным, чем сейчас, хотя в общем оставался засушливым.

Перед отложением верхнеплейстоценовой саройской аллювиальной свиты вновь произошли общие тектонические поднятия, обусловившие врезание р. Чу. В связи с этим верхнеплейстоценовые аллювиальные отложения участвуют в строении I надпойменной террасы, прослеживающейся как на правом, так и на левом берегах р. Чу и повсюду прислоненной к более древним отложениям. По составу это пески с гравием и галькой, гравий, алевриты, суглинки и супеси. Строение верхнеплейстоценовых отложений находится в тесной зависимости от характера проявления новейших тектонических движений и в этом отношении похоже на строение среднеплейстоценовых. В Джиделинской зоне относительных поднятий (Чуйская впадина), а также во впадине Сарой (Казахское нагорье) саройская свита имеет небольшую мощность (до 11 м) и состоит из двух ярко выраженных фаций — русловой (гравийные и галечные пески) внизу и пойменной (супеси, суглинки, глины) сверху, из которых первая преобладает. Наложение одной фации на другую вызвано смещением русла в горизонтальном направлении. Ложе отложений находится выше уреза воды на 8—11 м. Этот аллювий, отложенный в начале верхнего плейстоцена, в дальнейшем перемывался на одних и тех же отметках.

В Гуляевской зоне опусканий мощность саройской свиты возрастает до 85—100 м, а подошва ее находится на 50—60 м ниже русла. В ней четко выделяются нижнесаройская и верхнесаройская подсвиты. Нижнесаройская подсвита, сформировавшаяся в первую половину верхнего плейстоцена, образована то песками с гравием, то песками с гравием и галькой, мощностью до 23 м. Пески нижнесаройской подсвиты, представляющие собой русловую фацию аллювия, по гранулометрическому составу в общем не отличаются от песков нижнепошкаульгенской подсвиты, но значительно грубее отложений верхнепошкаульгенской подсвиты и чуйской свиты. Это значит, что чуйский поток в этой области в первую половину верхнего плейстоцена был аналогичен потоку первой половины среднего плейстоцена. Следовательно, и климат этого времени мало отличался от климата первой половины среднего плейстоцена, но был более влажным, чем климат второй половины среднего плейстоцена и голоцена.

Верхнесаройская подсвита, образовавшаяся во второй половине верхнего плейстоцена, сложена алевритами, мелкозернистыми песками, суглинками и супесями, максимальной мощностью до 72 м, т. е. породами значительно более мелкозернистыми по сравнению с породами лежащей ниже подсвиты. Это свидетельствует о том, что мощность чуйского потока во второй половине верхнего плейстоцена ослабла. Причиной этого явилось изменение климата в сторону аридизации. Чуйский поток в этой области в описываемое время, как и во вторую половину среднего плейстоцена, стал дробиться на медленно текущие рукава, откладывавшие

тонкообломочный материал. Эти осадки русловой фации (алевроиты, мелкозернистые пески) и возникавшие во время половодья пойменные образования (супеси, суглинки) в дальнейшем, в связи с опусканиями, перекрывались новыми осадками. Так возникла мощная толща пород верхнесаройской подсвиты.

Находка в отложениях верхнеплейстоценовой террасы, развитой и в соседних районах Казахстана, такого холодолюбивого животного, как *Rangifer tarandus*, позволяет считать, что климат описываемой территории в то время был холодным. Похолодание, скорее всего, обусловлено влиянием нового верхнеплейстоценового оледенения в горах Тянь-Шаня и на севере Западной Сибири.

Верхнеплейстоценовые отложения пролювиального генезиса состоят преимущественно из щебнистых галечников с грубозернистым песком в заполнителе, мощность от 2 до 8,7 м. В строении верхнеплейстоценового пролювия наблюдается закономерность, аналогичная описанной для среднеплейстоценового пролювия: материал измельчается при движении сверху вниз по долине и становится грубее по направлению с северо-запада на юго-восток. Верхнеплейстоценовые пролювиальные отложения по гранулометрической характеристике, окатанности и сортированности в общем близки к среднеплейстоценовым.

На саройской свите, переходя с нее на верхний мел, залегает чуйская аллювиальная свита голоценового возраста. Она представлена песками, песками с гальками, суглинками, супесями, торфами и илами. Западнее оз. Малый Каракуль эта свита состоит из двух фаций — русловой (преобладает) и пойменной, общая мощность которых не превышает 6—8 м. Высота пойменной террасы около 4—5 м.

От озера Малый Каракуль до с. Фурмановки протягивается область «разливов» р. Чу. Закономерности формирования аллювиальных фаций в этой области (русловых и пойменных) иные, чем в суженном участке долины. Здесь аллювиальная свита имеет не двухчленное строение, а образована серией русловых и пойменных фаций, располагающихся в разрезе одна над другой. Высота поймы не превышает 1,0—1,5 м. Указанные различия в строении чуйской свиты, вероятнее всего, объясняются различной направленностью тектонических движений — опусканиями в области «разливов» и поднятиями к западу от нее.

Сопоставление песчаных русловых фаций чуйской и саройской свит, расположенных на одном меридиане, показывает, что отложения первой значительно более мелкозернисты, чем отложения второй. Это значит, что современный речной поток в Чуйской долине по сравнению с ранневерхнеплейстоценовым стал менее мощным, т. е. относительно засушливые климатические условия второй половины верхнего плейстоцена сохранились в мало измененном виде и в голоцене.

Голоценовые пролювиальные отложения в логах, спускающихся с Чу-Илийских гор, представлены в основном щебнистыми галечниками в горной части, которые ниже по течению сменяются суглинками и супесями с включением плохо окатанной гальки и щебенки. Мощность отложений от 0,1 до 1—2, реже более 2 м. Такая смена пород сверху вниз по долинам позволяет полагать, что потоки в них (во время весеннего снеготаяния) образуются только в горной части. К юго-западу от гор они разливаются, образуя мелкие озера, в которых отлагается суглинистый материал. В верхнеплейстоценовый век потоки в этой части логов отлагали сравнительно грубые и мощные галечники. Резкое уменьшение мощности потока в голоценовую эпоху связано с иссушением климата.

Таким образом, строение четвертичных аллювиальных свит Причуйских степей показывает, что разработанная Е. В. Шанцером схема соотношения русловой и пойменной фаций в относительно поднимающихся

участках долины в общем подтверждается на примере этих свит. В областях опусканий наблюдаются иные закономерности, наиболее характерной из которых является неоднократное чередование фаций в разрезе.

Строение аллювиальных свит в Гуляевском прогибе и состав фауны из разновозрастных им отложений дают основание полагать, что исследованная территория претерпела очевидное влияние двух оледенений — среднеплейстоценового и верхнеплейстоценового¹.

Причуйские степи в структурном отношении являются небольшой частью огромной Урало-Сибирской эпигерцинской платформы. Они охватывают южную окраину казахского щита и северо-восточную часть Чуйской синеклизы.

Казахский щит представляет собой сводовое поднятие, осложненное структурами второго порядка. Одна из самых крупных структур на южной окраине щита — Чу-Илийское поднятие. Характер тектонических движений в пределах этого поднятия и в области, расположенной западнее, не одинаков. В восточной части южной окраины (в Чу-Илийских горах) имеют место линейные движения сравнительно большой амплитуды; в западной части проявляются неравномерные поднятия небольшой амплитуды и дифференцированные движения (также небольшой амплитуды), создавшие дислокации, близкие к брахискладкам.

Чу-Илийское поднятие полностью совпадает с простираем палеозойской структуры, являясь унаследованным в отношении общего плана и направления движений.

С северо-запада поднятие ограничивает разлом, по которому палеозойские отложения надвинуты на глины эоплейстоцена; он простирается в направлении палеозойской складчатости и, по-видимому, возник в герцинское время, а впоследствии был омоложен.

Неравномерность поднятий западной части южной окраины щита хорошо устанавливается на основании условий залегания миоценовых и развитых южнее (т. е. ближе к краю щита) верхнеолигоценых аллювиальных отложений. Если сравнить абсолютные отметки подошв этих отложений, то окажется, что первые характеризуются большими цифрами, чем вторые. Вероятнее всего, «ненормальное» залегание миоценовых отложений (миоценовая Пра-Чу не могла течь выше дна ранее возникшей верхнеолигоценой долины) является следствием неравномерных поднятий южной окраины щита. Так как скорость поднятия возрастала от окраинной части щита к центральной, миоценовые и верхнеолигоценые отложения приобрели наклон в южном направлении. Углы наклона слоев не превышают 1°.

В герцинском фундаменте этой части щита четко выдаются синклинали и брахисинклинали структуры, разделенные антиклиналями и брахиантиклиналями. Изучая характер залегания меловых и третичных пород, приуроченных к герцинским структурам, можно подметить, что они местами дислоцированы в соответствии со складками основания. Углы падения в этих постумных дислокациях обычно равны 1,0—1,5°. Местами они увеличиваются до 5—10°. Унаследованные движения Бестюбинской и Койтасской герцинских антиклиналей, Саройской, Коктальской и Буралкенытгузской синклиналей привели к тому, что первые в настоящий момент выражены в рельефе приподнятыми участками, а вторые — опущенными. Начало проявления дифференцированных тектонических дви-

¹ Осенью 1959 г. автор принял участие в республиканском совещании по геологии четвертичного периода Киргизии, которое сопровождалось экскурсией в район хребтов Киргизского, Терской Алатау и Кунгей Алатау. При этом большинство участников экскурсии убедились в существовании в Северной Киргизии двух морен (не считая современной) — среднеплейстоценовой и верхнеплейстоценовой.

жений с элементами унаследованности, по-видимому, относится к верхнему олигоцену.

Новейшие тектонические движения играют активную роль в перераспределении гидросети. Так, в связи с уменьшением мощности Чуйского потока в голоценовое время, последний не смог преодолеть растущее Восточносаройское поднятие, и сток во впадину Сарой прекратился.

Чуйская синеклиза простирается в тех же направлениях, что и структуры складчатого основания, и приурочена к области интенсивных прогибаний, являясь унаследованной в отношении основных черт общего плана и знака движений (Пейве, 1956).

В пределах северо-восточной части Чуйской синеклизы, на основании данных об изменении высот ложа аллювия, образующего пойму, I и II надпойменные террасы, а также мощности и характера аллювиальных осадков, выделяются следующие структуры второго порядка (с запада на восток): Нижнекамкалинский прогиб, Джиделинское поднятие, Гуляевский прогиб, Саргоуское поднятие и Фрунзенский прогиб. Надо полагать, что относительные поднятия Джиделинской структуры начались в верхнемеловое время, так как мощность пород указанного возраста в ее осевой части значительно меньше, чем на крыльях. Присутствие верхнемеловых пород на Джиделинском поднятии указывает, в свою очередь, что оно, вопреки мнению Б. А. Петрушевского, не было в то время восточной границей моря. Это значит, что Нижнекамкалинский и Гуляевский прогибы Чуйской впадины в структурном отношении в верхнем мелу представляли единое целое.

Фрунзенская впадина осложнена рядом структур третьего порядка. К юго-востоку от г. Фрунзе в кайнозойских отложениях впадины прослеживается Серафимовская антиклиналь; на основании сейсмических данных выделяются антиклинальные складки в палеозое у селений Камышановское, Касык, Георгиевка, Чернореченское и в других пунктах. Максимальные глубины залегания палеозойского фундамента (1900—2800 м) отмечены в зоне, непосредственно примыкающей к подножию Киргизского хребта.

Я надеюсь, что эта работа в какой-то мере восполнит существовавший до сих пор пробел в геологическом изучении мезозойско-кайнозойских отложений этого края и поможет в дальнейшем решению некоторых практических задач.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- А б о л и н Р. И. Восточная часть Сыр-Дарьинского округа Казахской АССР в естественно-историческом отношении.— Труды Ин-та почвовед. и геоботан. Среднеазиатск. ун-та Казах. серия, 1929, вып. 2.
- А л е к с а н д р о в а М. И. К вопросу о происхождении древних впадин восточной Бетпак-далы. Географический сборник № 1. Геоморфология и палеогеография. Изд. АН СССР, 1952.
- А л е к с а н д р о в а М. И. и др. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000, лист L—42 (Карсакпай). Объяснительная записка. М., Госгеолгиздат, 1949.
- А л е к с е е в а Л. И. О находке *Platybelodon grangeri* в Киргизии. *Vertebrata Palasiatica*, 1, № 3, 1957.
- А х м е д с а ф и н У. М. Краткая характеристика грунтовых вод восточной части песков Муюнкум.— Изв. Казах. филиала АН СССР, серия геол., 1945, № 4—5.
- Б а ж а н о в В. С. Обзор истории фауны наземных позвоночных Казахстана. В кн.: «Материалы по истории фауны и флоры Казахстана». Т. I. Алма-Ата, Изд-во АН Казах. ССР, 1955.
- Б а ж а н о в В. С., К о с т е н к о Н. Н. Принципы стратиграфии антропогена Восточного Казахстана.— Изв. АН Казах. ССР, серия геол., 1959, вып. 1(34).
- Б а т у р и н В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. Изд-во АН СССР, 1947.
- Б е л е н ь к и й Г. А. Стратиграфия меловых отложений Приташкентских Чулей.— Труды Среднеаз. ун-та новая серия, 1955, вып. 63, геол. науки, кн. 6.
- Б е л о у с о в В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолгиздат, 1954.
- Б е л я е в а Е. И. Каталог местонахождений третичных наземных млекопитающих на территории СССР.— Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 1948, 15, вып. 3.
- Б е р г Л. С. Опыт разделения Сибири и Туркестана на ландшафтные и морфологические области. В кн.: «Сборник в честь 70-летия Дмитрия Николаевича Аночина». М., 1913.
- Б о й ц о в а Е. П., О в е ч к и н Н. К. Краткое обоснование стратиграфического расчленения меловых и третичных отложений Тургайского прогиба. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Б о р н е м а н Б. А. Меловые отложения юго-востока Средней Азии. Ташкент, Из-во Узб. филиала АН СССР, 1940.
- Б р о н ш т е й н Э. С. *Ostracoda* пресных вод: В кн.: «Фауна СССР. Ракообразные». Т. 2, вып. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947.
- В а с и л ь е в В. А. Изыскания в бассейне р. Чу. В кн.: «Ежегодник Отдела земельных улучшений за 1910 год». Год 2. СПб., 1911.
- В а с и л ь е в В. А. Изыскания в бассейне р. Чу. В кн.: «Ежегодник Отдела земельных улучшений за 1911 год». Год 3. СПб., 1913.
- В а с и л ь к о в с к и й Н. П. К стратиграфии четвертичных отложений Восточного Узбекистана.— Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1957, 13.
- В л а д и м и р о в А. Г. Тектонические явления четвертичного периода в районе Таш-уткуля котловины р. Чу.— Материалы по гидрогеологии Узбекистана, 1933, вып. 15.
- В о с к о б о й н и к о в М. Е. Меловые отложения Восточного Приаралья.— Докл. АН СССР, 1953, 90, № 5.
- В я л о в О. С. О четвертичных отложениях Джунгарии. В кн.: В. А. О б р у ч е в. Пограничная Джунгария, Т. 3. Географическое и геологическое описание, вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1940.
- Г а е л ь А. Г., О с т а н и н Е. С. Южно-Казахстанский песчаный массив Муюнкум. В кн.: «Освоение пустынь, полупустынь и высокогорий». М., Изд-во ВАСХНИЛ, 1939.

- Г а р е ц к и й Р. Г., С а м о д у р о в В. И., Я н ш и н А. Л. Псевдотектонические дислокации бугра Карак в северных Кызылкумах и некоторых других пунктах Приаралья.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, 32, вып. 2.
- Г е р н В. К. Поездка на р. Чу, к ее устью через пустыню Бет-пак-дала в сентябре 1883 г.— Записки Зап.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1889, кн. 10.
- Г о л ь м с т р е м. О путях, ведущих из Западной Сибири в Туркестанскую область. (Извлечение из отчета о рекогносцировке генеральной штаба капитана Гольмстрема в 1865 году).— Изв. Русск. геогр. об-ва, 1866, 2, отд. геогр. изв.
- Г р и г о р е н к о П. Г. Четвертичные отложения Чуйской долины. В кн.: «Геология СССР». Т. 25. Киргизская ССР, ч. I. М., Госгеолиздат, 1954.
- Г р и г о р ь е в А. А. и др. Рельеф и геологическое строение. В кн.: «Казахстан. Общая физико-географическая характеристика». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Г р о м о в 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.
- Г р о м о в В. И. Гигантские носороги.— Труды Палеонтол. ин-та, 1959, т. 71.
- Е л и с е е в В. И. О молодых тектонических движениях Орского Урала.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1950, 25, вып. 5.
- Е л и с е е в В. И. К вопросу о происхождении песков Муянкум.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1956, 31, вып. 5.
- Е л и с е е в В. И. 1. К вопросу о генезисе и возрасте динозаврового горизонта юго-восточной Бетпак-далы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 9.
- Е л и с е е в В. И. 2. Некоторые особенности третичных аллювиальных отложений юго-восточной Бетпак-далы.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, 33, вып. 3.
- Е л и с е е в В. И. Главнейшие особенности четвертичных (антропогенных) отложений северо-восточной прибортовой части Чуйской впадины.— Изв. АН СССР серия геол., 1959, № 10.
- Е ф р е м о в И. А. Динозавры в красноцветной толще Средней Азии.— Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 1931, 1.
- Е ф р е м о в И. А. Динозавровый горизонт Средней Азии и некоторые вопросы стратиграфии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1944, № 3.
- З а й ц е в Н. С., П е т р у ш е в с к и й Б. А. Минеральные восходящие родники Тес-Булак в Бетпак-дале (Казахстан).— Сов. геология, 1944, сб. 3.
- И в а н о в Е. В. Гидрогеологические исследования северной части Ташкентского уезда в 1923 г. Ташкент, Изд-во Упр. водн. хоз-ва Средней Азии, 1926.
- Казахстан. Общая физико-географическая характеристика. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- К а с с и н Н. Г. О древних долинах в Центральном Казахстане.— Проблемы сов. геологии, 1936, № 1.
- К а с с и н Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН Казах. ССР, 1947.
- К о з ь р е в А. А. Гидрогеологическое описание южной части Акмолинской области. СПб., 1911.
- К о з ь р е в А. А. Краткий гидрогеологический очерк Казахстана.— Материалы Особой комиссии по исслед. союзных и автономных республик, серия Казахская, 1927, вып. 4.
- К о п ы л о в. Современные сведения о р. Чу.— Изв. Русск. геогр. об-ва, 1874, 10, вып. 3.
- К о р о в и н Е. П., С е л е в и н В. А. Физико-географический облик Бет-пак-далы.— Труды Среднеаз. ун-та, серия 12а, География, 1935, вып. 13.
- К о р о л е в В. Г. Об унаследованном характере некоторых мезо-кайнозойских впадин Северного Тянь-Шаня.— Труды Ин-та геол. АН Киргиз. ССР, 1956, вып. 7.
- К о с т е н к о Н. Н. К вопросу о возрастатеррас р. Сыр-Дарыя.— Изв. АН Казах. ССР, 1954, № 134, серия геол., вып. 18.
- К о с т е н к о Н. Н. Краткая характеристика четвертичных отложений Восточного Казахстана.— Сов. геология, 1956, сб. 52.
- К р а с н о в А. Н. Опыт истории развития флоры южной части Восточного Тянь-Шаня.— Записки Русск. геогр. об-ва, 1888, 19.
- К у л и е в а Х. М. Об остракодах апшеронского яруса Туркменистана.— Изв. АН Туркмен. ССР, 1957, № 3.
- К у ч а л и н А. В. Перспективы нефтегазоносности мезо-кайнозойских отложений Чуйской впадины.— Геология нефти, 1957, № 7.
- Л а м а к и н В. В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений. Землеведение, 1948, 2 (42).
- Л е в ш и н А. И. Описание киргиз-казацких, или киргиз-кайсацких, орд и степей. Ч. 1 СПб., 1832.
- М а к а р о в а Л. Г. Первые находки остатков лошади Стенона в Казахстане. В кн.: «Материалы по истории фауны и флоры Казахстана». Т. I. Алма-Ата, Изд-во АН Казах. ССР, 1955.

- Мяникова Н. Е. К стратиграфии меловых и третичных отложений Чулей. Ташкент. Изд-во Узбек. филлала АН СССР, 1941.
- Мордвилко Т. А. К вопросу о параллелизации третичных отложений Кара-тау со смежными районами Средней Азии и Казахстана.— Проблемы сов. геологии, 1936, № 12.
- Мушкетов И. В. Туркестан. Геологическое и орографическое описание по данным, собранных во время путешествий с 1874 г. по 1880 г. Т. I, ч. 1—2. СПб., 1886.
- Мчедlishvili П. А. О возрасте корбулевых слоев Закавказья и Северного Приаралья.— Докл. АН СССР, новая серия, 1950, 70, № 1.
- Негодаев-Никонов К. Н. Представители рода *Lymnocythere* из плиоценовых и четвертичных отложений бассейна Нижней Камы.— Ученые записки Кишинев. ун-та, 1957, 25.
- Никифорова К. В. Геоморфология и геологическое строение Прииртышской впадины.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1953, вып. 141, геол. серия, № 58.
- Никифорова К. В. О возрасте коры выветривания Центрального Казахстана. В кн.: «Кора выветривания». Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Никифорова К. В. Континентальные третичные отложения Чу-Сарысуийской депрессии и прилежащих к ней территорий Бет-Пак-Далы. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». Л., Госгостехиздат, 1957.
- Никифорова К. В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана. Автореферат диссертации. ГИН АН СССР, М., 1959.
- Никифорова К. В., Гербова В. Г. Копстантинова Н. А. Стратиграфия континентальных кайнозойских отложений Центрального Казахстана и сопоставление их с таковыми Урала, Тургая, Павлодарского Прииртышья и юга Западно-Сибирской низменности.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 26.
- Обручев В. А. Пограничная Джунгария. Т. 3. Географическое и геологическое описание, вып. 4. Геологический очерк. М., Изд-во АН СССР, 1940.
- Овечкин Н. К. К вопросу о возрасте чеганской свиты. В кн.: «Палеонтология и стратиграфия». М., Госгеолиздат, 1952.
- Овечкин Н. К. Корреляция третичных отложений Тургайского прогиба и смежных районов.— Сов. геология, 1957, сб. 59.
- Орлов Ю. А. Третичные млекопитающие и местонахождение их остатков.— Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 1941, 8, вып. 3.
- Очерки по физической географии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН Казах. ССР, 1952.
- Пейве А. В. Принцип унаследованности в тектонике.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 6.
- Петрушевский Б. А. Чуйская мульда и западная часть Бетпак-далы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1942, № 5—6.
- Петрушевский Б. А. О подразделении континентальной третичной толщи Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 1950, 75, № 2.
- Петрушевский Б. А. Мезозойско-кайнозойская структура Казахского нагорья. В кн.: «Вопросы геологии Азии». Т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. История развития в мезозойское и кайнозойское время и вопросы сейсмичности. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Поездка Поспелова и Бурнашева в Ташкент в 1800 г.—Вестник Русск. геогр. об-ва, 1851, ч. I, кн. 1, отд. 6. География историческая.
- Полторацкий В. А. Общий обзор страны, лежащей к западу от Зайлиского края, между реками Чу и Сыр-Дарьей.— Записки Русск. геогр. об-ва, 1867, 1.
- Попов В. В. Антропоген Тянь-Шаня.— Труды Комис. по изуч. четвертич. периода, 1957, вып. 13.
- Попов В. И. и др. Комплексное биоритмостратиграфическое расчленение кайнозойских континентальных формаций в предгорьях Памира и Тянь-Шаня. В кн.: «Тезисы докладов на Совещании по унификации стратиграфических схем в Средней Азии». М., Госгеолиздат, 1958.
- Романовский Г. Д. Материалы для геологии Туркестанского края, вып. I. СПб., 1878.
- Россия. Полное географическое описание нашего отечества. Т. 19. Туркестанский край. Ред. В. П. Семенова-Тяньшаньского. СПб., 1913.
- Самодуров В. И. Стратиграфия мезозойских отложений района низовьев р. Сыр-Дарья.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отдел геол., 1955, 30, вып. 3.
- Сваричевская З. А. 1. Новейшие тектонические движения в Восточном Казахстане.— Вестник АН Казах. ССР, 1957, № 7.
- Сваричевская З. А. 2. Основные этапы рельефообразования и геоморфологическое строение Восточного Казахстана.— Вестник Ленингр. ун-та, 1957, № 6, серия геол. и геогр., вып. 1.
- Сваричевская З. А. Древний пенеплен Казахстана и основные этапы его преобразования. Автореферат диссертации, ЛГУ, 1958.

- С о к о л о в И. И. Опыт естественной классификации полорогих (Bovidae).— Труды Зоол. ин-та АН СССР, 1953, 14.
- С о л о в ъ е в А. П. 1. Из наблюдений на юге Акмолинского уезда.— Ежегодник по геол. и мин. России, 1904, 7, вып. 2.
- С о л о в ъ е в А. П. 2. Из наблюдений на юге Акмолинского уезда.— Ежегодник по геол. и мин. России, 1904, 7, вып. 4.
- Ф е д о р о в и ч Б. А. Верховья р. Чу. (Материалы по морфотектонике, современной динамике и инженерной геологии). В кн.: «Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня». Ч. 4. (Труды Киргиз. компл. экспед. 1932—1933 гг., т. I). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935.
- Ф е д о р о в и ч Б. А. Вопросы палеогеографии равнин Средней Азии. В кн.: «Проблемы палеонтологии четвертичного периода». (Труды Ин-та геогр., вып. 37). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946.
- Ф е д о р о в и ч Б. А. Происхождение и развитие песчаных толщ пустынь Азии.— Материалы по четвертич. периоду СССР, 1950, вып. 2.
- Ф е д о р о в и ч Б. А. Древние реки в пустынях Турана.— В кн.: «Материалы по четвертичному периоду СССР», вып. 3, 1952.
- Ч е р м а к Л. Р. Оседлые киргизы-земледельцы на р. Чу.— Записки Зап.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1900, кн. 27.
- Ш а н ц е р 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, геол. серия (№ 55).
- Ш а т с к и й Н. С. О тектонике Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 5—6.
- Ш а т с к и й Н. С. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Зап.-Сибирской низменности. В кн.: «Вопросы литологии и стратиграфии СССР». Памяти академика А. Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Ш л ы г и н Е. Д., К а з а н л и Д. Н., Л а в р о в В. Б. Параллелизация третичных отложений равнинных и горных областей Казахстана.— Вестник АН Казах. ССР, 1952, № 8 (89).
- Ш м и д т Ю. А. Очерк Киргизской степи к югу от Арало-Иртышского водораздела в Акмолинской области.— Записки Зап.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1894, кн. 17, вып. 2.
- Ш у л ь ц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня.— Записки Всес. геогр. об-ва, 1948, 3.
- Ш у л ь ц С. С. Третичные отложения Северной Киргизии. В кн.: «Геология СССР», т. XXV. Киргизская ССР, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Э п ш т е й н С. Б. Четвертичные отложения Киргизской ССР (за исключением раздела «Чуйская долина»). В кн.: «Геология СССР». Т. XXV. Киргизская ССР, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Я к о в л е в Д. И. 1. Восточная часть Чу-Илийских гор. (Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в 1927 г.).— Изв. Геол. ком., 1929, 48, № 2.
- Я к о в л е в Д. И. 2. Гидрогеологические наблюдения, произведенные в горах Западного Прибалхашья и в западной части Чу-Илийских гор в 1928 г. (Предварительный отчет).— Изв. Геол. ком., 1929, 48, № 5.
- Я к о в л е в Д. И. Предварительный отчет о геологических и гидрогеологических исследованиях низовья р. Чу.— Изв. Всес. геол.-развед. объедин., 1931, 50, вып. 73.
- Я к о в л е в Д. И. Проблема Голодной степи. Казахстан. Л., Изд-во АН СССР, 1932.
- Я к о в л е в Д. И. Голодная степь Казахстана. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1941.
- Я н ш и н А. Л. Геология Северного Приаралья. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1953. (Материалы к познанию геологического строения СССР, вып. 15/19).

О Г Л А В Л Е Н И Е

| | |
|---|-----|
| Введение | 3 |
| <i>Глава I.</i> Рельеф и гидрография северо-восточной окраины Чуйской впадины | 5 |
| <i>Глава II.</i> История геологического изучения мезозойских и кайнозойских отложений северо-восточной окраины Чуйской впадины | 11 |
| <i>Глава III.</i> Краткая характеристика верхнемеловых и палеогеновых отложений неаллювиального генезиса | 23 |
| Верхнемеловые отложения—Сг ₂ | 23 |
| Морские отложения верхнего эоцена — нижнего олигоцена (чеганская свита) —Pg ₂ ³ —Pg ₃ ¹ | 31 |
| Континентальные отложения среднего олигоцена(кендерлыкская свита)—Pg ₃ ² | 32 |
| Морские отложения среднего олигоцена (?) (бестюбинская свита)—Pg ₃ ² | 33 |
| <i>Глава IV.</i> Главнейшие особенности и сравнительная характеристика кайнозойских аллювиальных, пролювиальных и некоторых других генетических типов отложений | 37 |
| Палеогеновые отложения | 37 |
| Верхний олигоцен (асказансорская свита) —Pg ₃ ³ | 37 |
| Неогеновые отложения | 59 |
| Средний — верхний миоцен (андассайская свита)—N ₁ ²⁻³ | 59 |
| Четвертичная система (антропоген) | 77 |
| Общие замечания | 77 |
| О нижней границе четвертичной (антропогеновой) системы | 77 |
| Обоснование стратиграфии четвертичных отложений прибортовой (северо-восточной) окраины Чуйской впадины | 79 |
| Эоценовые отложения (кеншагырская свита)—Q ₁ | 82 |
| Нижнеплейстоценовые отложения | 95 |
| Аллювиальные отложения (муюнкумская свита)—Q ₂ ¹ | 95 |
| Пролувиальные отложения (бурунтауская свита)—Q ₂ ¹ | 98 |
| Среднеплейстоценовые отложения | 104 |
| Аллювиальные отложения (шошкаульгенская свита)—Q ₂ ^{2al} | 104 |
| Пролувиальные отложения Q ₂ ^{2al} | 111 |
| Верхнеплейстоценовые отложения | 116 |
| Аллювиальные отложения (саройская свита)—Q ₂ ^{3al} | 116 |
| Пролувиальные отложения—Q ₂ ^{3pl} | 134 |
| Голоценовые отложения | 140 |
| Аллювиальные отложения (чуйская свита)—Q ₃ ^{al} | 140 |
| Пролувиальные отложения—Q ₃ ^{pl} | 145 |
| Четвертичные отложения неаллювиального генезиса | 149 |
| Эоловые отложения—Q ₃ ^{eol} | 149 |
| Отложения такьров и соров—Q ₃ ^{ch} | 153 |
| Элювиально-делювиальные образования—Q ₃ ^{eld} | 153 |
| Некоторые общие выводы из сравнения разновозрастных аллювиальных и пролювиальных свит | 154 |
| <i>Глава V.</i> Особенности проявления новейших тектонических движений на прибортовой (северо-восточной) окраине Чуйской впадины и их влияние на формирование рельефа и отложений | 159 |
| Южная окраина Казахского щита | 160 |
| Северо-восточная окраина Чуйской синеклизы | 169 |
| Заключение | 177 |
| Литература | 187 |

В. И. Елисеев
**Кайнозойские аллювиальные отложения северо-восточной
окраны Чуйской впадины**

Труды Геологического института, вып. 56

Утверждено к печати

Геологическим институтом Академии наук СССР

Редактор издательства *Л. В. Ми ракова*

Технический редактор *И. Ф. Кузьмин, О. М. Гуськова*

РИСО АН СССР № 22—30В. Сдано в набор 17/V 1961 г.
Подписано к печати 31/VII 1961 г. 17,81(16,44+1,37)Формат 70×108^{1/16}.

Печ. л. 12+7 вклеек. Усл. печ. л. 17,81(16,44+1,37).

Уч.-издат. л. 16,9. Тираж 1300 экз. Т-08862. Изд. № 5302

Тип. зак. № 1898

Цена 1 р. 18 к.

Издательство Академии наук СССР.
Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21

2 я типография Издательства АН СССР
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10.

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

| Стр. | Строка | Напечатано | Должно быть |
|------|-------------|---|---|
| 27 | 5 сн. | в линзе | в шпихе |
| 34 | 7 св. | (29 %) | (24 %) |
| 34 | 23 сн. | XLXI | XLVI |
| 36 | 4 сн. | Разрез заканчивается средне-олигоценовыми отложениями | Средним олигоценом заканчивается разрез отложений |
| 40 | 8 сн. | (см. табл. 10) | (табл. 1) |
| 41 | 6 св. | от 1 до 2 см. | от 1 до 2 м. |
| 57 | 2 св. | мела | слоя |
| 60 | 7 св. | свиты. | свиты. Но так как мощность покровных глин местами довольно большая (см. ниже), мы должны допустить, что здесь, наряду с глинами пойменной фацции, имеются глины делювиально-пролювиального происхождения. |
| 69 | 1 св. | (см. табл. 19) | (см. табл. 10) |
| 74 | 19 сн. | 10 % | 10°/∞ |
| 75 | 15 св. | незначительное | меньшее |
| 75 | 12 сн. | принимала питающая | принимала местная питающая |
| 78 | 7 сн. | являющийся реликтом более древней гиппарионовой (главнейшие представители— <i>Equus stemonis</i> Cocchi, <i>Elephas (Archidiskodon) meridionalis</i> Nesti, <i>Anancus arvernensis</i> Cr. et Job.) | главнейшими представителями которого являются <i>Equus stemonis</i> Cocchi, <i>Egephas (Archidiskodon) meridionalis</i> Nesti, <i>Anancus arvernensis</i> Cr. et Job. являющийся реликтом более древней фауны). |
| 82 | 1 св. | Первые мы выделяем | Мы выделяем их |
| 86 | 2 сн. | кеншагырской свиты и глин с южного | кеншагырской свиты с южного |
| 94 | 23 сн. | (скв. 19/1954) | (скв. 18/1954) |
| 104 | 7 св. | Для фауны характерен умеренный климат | Фауна характерна для умеренного климата |
| 108 | 5 св. | представлены | являются |
| 109 | 7 св. | Следовательно | Таким образом |
| 112 | 2 св. | (см. фиг. 38) | (см. фиг. 24) |
| 115 | 10 сн. | поднятиями | более интенсивными поднятиями |
| 116 | 17 сн. | (см. фиг. 11) | (см. фиг. 3) |
| 116 | 5 сн. | от 0,8 до 2 см. | от 0,8 до 0,2 см. |
| 117 | 25 св. | (см. фиг. 44) | (см. фиг. 29) |
| 118 | 12 св. | фракции 0,1 мм | фракции 0,01 мм |
| 121 | 9 св. | (см. фиг. 60) | (см. фиг. 45) |
| 123 | 21 св. | Алевриты | Алевриты |
| 125 | 1 и 2 св. | 0,25 — | 0,25 — 0,05 мм |
| 126 | 25 сн. | видно из фиг. 51 | видно из фиг. 48 |
| 134 | 15 сн. | (см. фиг. 44) | (см. фиг. 41) |
| 151 | 7 сн. | из данных табл. 40 | из данных табл. 41 |
| 167 | 12 и 13 св. | компенсация поднимающейся седловины Саройской отрицательной дислокации ослабла. | стала неспособной преодолеть поднимающуюся седловину Саройской отрицательной дислокации. |
| 178 | 5 сн. | верхнеолигоценового времени | верхнеолигоценовые |

Цена 1 р. 18 к.