

И. Г. ЛИСКУН

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН
МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН
ЦЕНТРАЛЬНОЙ
АЗИИ



I.G.LISKUN

EOPLEISTOCENE
OF INTERMOUNTANE
DEPRESSIONS
IN CENTRAL ASIA

Transactions, vol. 227



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1975

И. Г. ЛИСКУН

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН
МЕЖГОРНЫХ
ВПАДИН
ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Труды, вып. 227



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1975

Эоплейстоцен межгорных впадин Центральной Азии. Лискун И.Г. М.,
"Наука", 1975 г.

В работе освещено геологическое строение ряда межгорных впадин Восточного Казахстана, Горного Алтая и Западной Монголии и дана детальная минералого-петрографическая характеристика эоплейстоценовых отложений, выполняющих эти впадины. Среди эоплейстоценовых отложений выделены различные генетические типы, подробно для каждого типа описан вещественный состав пород и восстановлены палеогеографические условия формирования осадков. На основе комплекса признаков (биостратиграфических, палеогеографических и литологических) проведено сопоставление различных свит эоплейстоцена на обширных пространствах Центральной Азии.
Таблиц 41. Библ. 174 назв. Илл. 76.

Редакционная коллегия:

академик А.В. ПЕЙВЕ (главный редактор),
академик В.В. МЕННЕР, В.Г. ГЕРБОВА, П.П. ТИМОФЕЕВ

Ответственный редактор

К.В. НИКИФОРОВА

Editorial board:

Academician A.V. PEIVE (Editor-in-chief),
Academician V.V. MENNER, V.G. GERBOVA, P.P. TIMOFEEV

Responsible editor

K.V. NIKIFOROVA

Вещественный состав отложений всех геологических эпох и их структурно-текстурные особенности в какой-то мере определяются условиями осадконакопления. Особенно отчетливо это проявляется на составе и строении молодых отложений, не претерпевших явлений метаморфизма, который, естественно, затушевывает процессы, происходившие непосредственно в период накопления осадков.

Цель настоящей работы состоит в том, чтобы на основе изучения минерального состава и текстурно-структурных особенностей эоплейстоценовых отложений некоторых межгорных впадин Центральной Азии восстановить генетическую природу осадков и климатическую обстановку времени их образования. Исследованные впадины расположены на юге Азиатской части СССР и в Западной Монголии. К ним относятся Зайсанская впадина Восточного Казахстана, Чульская и Улаганская впадины Горного Алтая, Котловина Больших Озер, Дзержинская и Бегэрская впадины Западной Монголии. Все эти впадины родственны в структурно-тектоническом отношении, так как принадлежат к единому обширному поясу кайнозойского эпиплатформенного орогена. В связи с этим формирование выполняющих их отложений происходило в сходной тектонической и геоморфологической обстановке. Кроме того, изученные впадины, очевидно, принадлежали к одной климатической зоне. Все это обусловило накопление осадков определенного климатотектонического типа, основные черты которого выдерживаются на значительных пространствах.

В течение последних двух десятилетий вопросам изучения кайнозойских, в том числе и эоплейстоценовых, отложений данного региона уделялось немало внимания. При этом основные усилия исследователей были направлены на стратиграфическое расчленение отложений и установление их генезиса. В настоящее время для каждого района существует несколько достаточно противоречивых стратиграфических схем. При описании кайнозойских отложений Зайсанской впадины в работе используется схема В.М. Мацуя (1966а,б), а для Чульской и Улаганской впадин Горного Алтая — схема Е.В. Девяткина (1965). Расчленение четвертичных отложений Западной Монголии проводится по данным совместных исследований автора с Е.В. Девяткиным (Девяткин, Лискун, 1966, 1967).

В основу настоящей работы положены материалы, собранные автором во время полевых исследований 1962–1967 гг. на территории всех перечисленных впадин в составе экспедиций Геологического института АН СССР. Во время камеральной обработки материала, проведенной в отделе четвертичной геологии Геологического института, особое внимание уделялось изучению минерало-петрографических особенностей отложений, при этом использовался комплекс различных методов. Наиболее широко применялось микроскопическое изучение пород и минералов в шлифах и иммерсионных препаратах. Для уточнения состава пород проводились гранулометрические, химические, термические, электронно-микроскопические и рентгеноструктурные анализы. Всего было изучено около 2500 образцов, характеризующих состав и строение эоплейстоценовых отложений.

В результате полевых и лабораторных исследований в работе сделана попытка выявить характер континентального осадконакопления в эоплейстоценовое время в межгорных впадинах Центральной Азии.

Анализы, приведенные в работе, выполнены в лабораториях ГИН, ИГЕМ и ГЕОХИ АН СССР: химические – под руководством Э.С. Залманзон (ГИН), термические – под руководством Д.А. Виталья (ГИН) и А.И. Цветкова (ИГЕМ), рентгеноструктурные – под руководством В.А. Дрица (ГИН) и Е.С. Макарова (ГЕОХИ), электронно-микроскопические – под руководством А.Б. Ронова (ГЕОХИ). Многочисленные гранулометрические анализы проведены в лаборатории механического анализа ГИН, возглавляемой Н.В. Ренгартен. В обработке и определении палеонтологического материала, собранного автором совместно с Е.В. Девяткиным во время полевых работ 1965–1967 гг. на территории Монголии, принимали участие Л.И. Алексеева, Е.И. Беляева, В.И. Жегалло, В.С. Зажигин, Е.К. Сычевская и Б.А. Трофимов.

✓ Полевые исследования на территории Алтая проводились совместно с Е.В. Девяткиным, Н.А. Ефимцевым и Е.В. Шанцером, а на территории Монголии – в составе Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. В Зайсанской впадине работы проводились в содружестве с геологами Восточно-Казахстанского геологического управления – В.С. Ерофеевым, В.М. Мацуем и Ю.Г. Цеховским, которые предоставили возможность познакомиться с большим количеством кернового материала, что имеет немалое значение в связи с плохой обнаженностью района. В процессе работы автор пользовался ценными консультациями К.В. Никифоровой, Е.В. Шанцера, В.Н. Разумовой и Н.В. Ренгартен.

Всем перечисленным товарищам автор приносит свою искреннюю благодарность.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА, ГОРНОГО АЛТАЯ И ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

Рассматриваемая группа впадин расположена на обширной территории Азиатской части СССР и Западной Монголии (рис. 1). Поэтому в работе не дается история геологической изученности всей этой территории, а приводятся лишь материалы геологических исследований межгорных впадин.

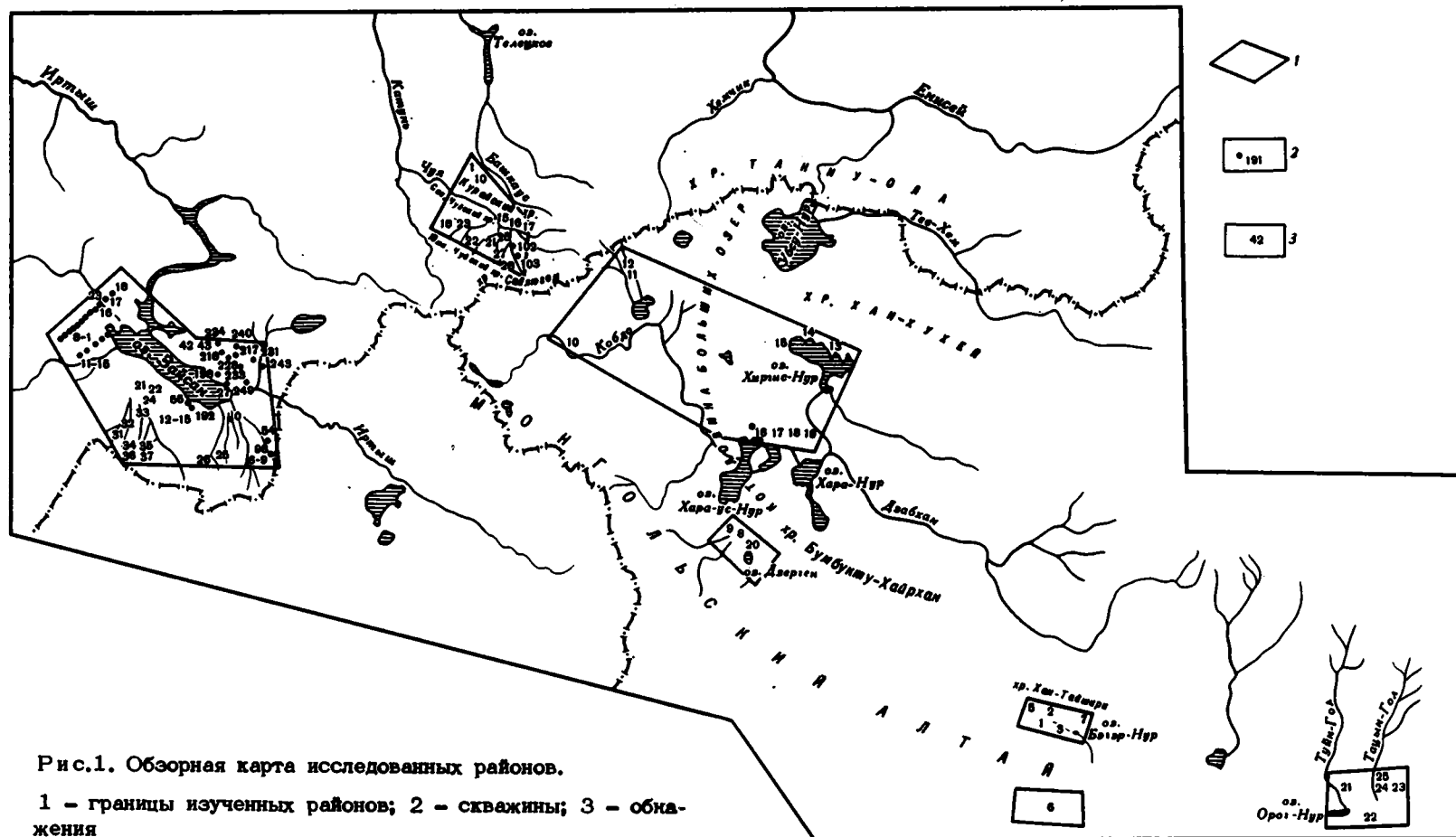
По впадинам Горного Алтая и Восточного Казахстана за последние годы вышли в свет крупные монографии В.К. Василенко (1961), Е.В. Девяткина (1965) и В.С. Ерофеева (1969), в которых подробно излагаются результаты всех геологических работ, начиная от первых экспедиций до систематических исследований настоящего времени. В этих монографиях не только приведен библиографический список работ, но и дан их критический разбор на основе современных представлений о геологическом строении района. Несколько хуже обстоит дело с геологической изученностью впадин Западной Монголии.

Остановимся на существующих в настоящее время стратиграфических схемах расчленения мезо-кайнозойских отложений, выполняющих впадины, и их литологическом изучении.

Зайсанская впадина (Восточный Казахстан)

С начала двенадцатого столетия в геологической литературе появляются первые описания отдельных разрезов мезо-кайнозойских отложений Зайсанской впадины и делаются попытки их стратиграфического расчленения. К наиболее крупным исследованиям этого времени относятся работы В.А. Обручева и В.П. Нехорошева. В.А. Обручев (1900, 1915, 1932, 1940, 1948) впервые отметил широкое развитие мезозойских и третичных отложений в пределах впадин всей Центральной Азии, выделив их под названием "гобийских". Он указывал, что "гобийские" отложения, в основном представленные озерными глинами, обычно в той или иной мере дислоцированы и несогласно перекрываются молодыми отложениями — "верхнегобийскими" конгломератами, залегающими горизонтально или слабо наклонно. Накопление грубообломочного материала В.А. Обручев объяснял активизацией блоковых тектонических движений на границе третичного и четвертичного периодов, которым придавал большое значение в создании современного рельефа.

В работах В.П. Нехорошева (1928, 1931, 1932, 1934, 1941а,б, 1958) заложены основы стратиграфии мезо-кайнозойских отложений Зайсанской впадины, дана история ее развития в кайнозое и приведено сопоставление разрезов с соседними районами Западной Сибири. Мезо-кайнозойские отложения Зайсанской впадины В.П. Нехорошев разделил на четыре толщи. Выделенные им ярко-красные глины "джоса" он отнес к верхнему мелу. Позднее в аналогичных глинах были найдены остатки яиц динозавров, что подтвердило позднемеловой возраст этих глин (Ерофеев, 1969). Среди палеоген-неогеновых отложений В.А. Нехорошев выделил две толщи: нижнюю — пестроцветную эоцен-миоценового возраста и верхнюю — красноцветную миоцен-плиоценовую. Стра-



тиграфически выше он помещал толщу нижнечетвертичных "верхнеобийских" конгломератов. Схема стратиграфического расчленения мезо-кайнозойских отложений, предложенная В.П. Нехорошевым еще в 30-х годах, в общих чертах остается верной по сей день, что подтверждается более детальными работами последних лет (Борисов, 1963; Ерофеев, 1969).

В 1942 г. в юго-восточной части Зайсанской впадины проводились нефтепоисковые работы под руководством Д.В. Дробышева (Василенко, 1961; Борисов, 1963), который разделил кайнозойские отложения впадины на семь свит. Четыре нижние свиты (нижняя пестрая, нижних песков, верхняя пестрая и верхних песков) он отнес к олигоцену, неоген подразделил на две свиты (красная и бурая), а покрывающие их конгломераты и галечники сопоставил с "верхнеобийскими" конгломератами В.А.Обручева. Как мы видим, в стратиграфической схеме Д.В. Дробышева проведено более детальное расчленение неогеновых отложений и несколько завышен возраст нижних свит по сравнению со схемой В.П. Нехорошева. Неточность возрастных датировок объясняется отсутствием в то время достаточного количества палеонтологических данных.

В течение ряда лет на территории Зайсанской впадины, Калбинского хребта и Южного Алтая проводила исследования Е.М. Великовская (1947, 1954, 1955, 1957, 1959, 1961, 1964). Как и В.П. Нехорошев, среди палеоген-неогеновых отложений она выделила две серии осадков – палеоген-миоценовую и плиоценовую, подразделив первую на пять, а вторую на две свиты. Она считала, что плиоценовые осадки, представленные красно-бурыми глинами, песками и галечниками, приурочены к древней речной сети и нигде в других местах не встречаются. В то же время Е.М. Великовская допускала присутствие среди аллювиальных отложений озерных образований, накопившихся в пойменных озерах речных долин. Она уделила особое внимание образованию "верхнеобийских" конгломератов. Несомненной заслугой Е.М. Великовской является и то, что она первая подняла вопросы литологического изучения мезо-кайнозойских отложений Зайсанской впадины, рассматривая некоторые особенности этих отложений (красноцветность, карбонатность, гипсоносность) как функцию климата.

В 1950 г. в Зайсанской впадине проводили геологическую съемку К.В. Курдюков и М.М. Смеловская (1954). Ими разработана стратиграфическая схема третичных отложений юго-западной части впадины. В основу расчленения положены литологические (главным образом окраска) особенности пород. Эта схема весьма близка к схеме Д.В. Дробышева, хотя выделенные ранее свиты получили новые – географические – названия. Характеризуя довольно подробно каждую свиту, авторы подчеркивают существование между ними постепенных переходов и недооценивают роль наблюдаемых в действительности перерывов и разрывов. Тем не менее они достаточно полно описали историю формирования Зайсанской впадины, отметив постепенное нарастание дифференцированных тектонических движений, максимальное развитие которых имело место во время отложения нижнечетвертичных ("верхнеобийских") конгломератов. После отложения последних, как справедливо указывают авторы, произошло новое значительное усиление тектонических движений, сопровождавшихся образованием разрывов и складок в четвертичных отложениях. Эти движения окончательно оформили современные хребты, у подножия которых сформировались крутые позднечетвертичные конусы выноса, а "верхнеобийские" конгломераты были дислоцированы.

В 1952 г. в нефтепоисковые работы, проводимые в Зайсанской впадине трестом Запсибнефтегеология, включился коллектив геологов ВНИГРИ. Изучением третичных и четвертичных отложений занимался В.К. Василенко (1956а, б, 1961). Его исследования позволили уточнить стратиграфическую схему Д.В. Дробышева. В.К. Василенко так же, как К.В. Курдюков и М.М. Смеловская, считал более целесообразным заменить названия свит, данные по литологическим признакам, на географические. Однако он не оставил их названия, а ввел новые, которые, по-видимому, оказались более удачными и были ис-

пользованы в последующих схемах. В.К. Василенко считает, что наиболее древние образования относятся к олигоцену и представлены отложениями трех свит – теректинской, ашутасской и нуринской; причем ашутасская свита по петрографическому составу и палеонтологическим остаткам отчетливо подразделяется на две подсвиты. К отложениям неогенового возраста он относит акжарскую и сарыбулакскую свиты миоцена и калмакпайскую и карабулакскую свиты плиоцена. В.К. Василенко к отложениям карабулакской свиты ошибочно отнес грубообломочные нижнечетвертичные “верхнегобийские” конгломераты, широко развитые в окраинных частях Зайсанской впадины. Этот исследователь выделяет несколько генетических типов четвертичных отложений и указывает на невозможность выяснения их стратиграфического положения в связи с недостаточной изученностью литологических комплексов пород и отсутствием в них каких-либо органических остатков. Однако, используя материалы Е.Н. Шуйкиной (1940) и дополняя их личными наблюдениями, он дает примерные возрастные соотношения четвертичных отложений Зайсанской впадины и разделяет их на четыре возрастных комплекса. Обращая внимание на небольшую мощность четвертичных отложений (до 50 м), он объясняет это затуханием денудационных явлений в окружающих впадину горах и ослаблением выноса обломочного материала в Зайсанскую котловину, а также существованием в ней устойчивого стока.

Стратиграфическая схема В.К. Василенко опирается на гораздо более обширный фактический материал, чем схемы его предшественников, и отличается большей детальностью. Так, им проведено сопоставление разрезов отдельных свит в разных частях Зайсанской впадины и показано изменение состава отложений по простиранию и по разрезу. По опорной скважине для каждой свиты впервые дано петрографическое описание пород, основанное на изучении минералогического состава терригенного материала, данных химического анализа глинистых отложений и результатах спектрального анализа на отдельные элементы. Многие отложения содержат отпечатки растений, кости млекопитающих и рыб, раковины остракод, на основе которых определяется возраст этих отложений. Правда, дальнейшие исследования показали, что возраст некоторых свит (в частности теректинской и ашутасской) В.К. Василенко был значительно завышен.

Существенное место в работах В.К. Василенко уделяется описанию молодых тектонических структур и истории их развития. Им была составлена первая тектоническая карта Зайсанской впадины. Она несколько схематична и, как отмечает сам автор, с определенной достоверностью можно говорить о тектоническом строении только восточной половины впадины, где были проведены в то время буровые и геофизические работы, а о тектонике западной половины можно судить лишь в самых общих чертах. Это не умаляет достоинств работ В.К. Василенко, которые являются одними из основных руководств по геологическому строению Зайсанской впадины.

Начиная с 1954 г. в пределах Зайсанской впадины и окружающих ее хребтов систематические разносторонние исследования проводил большой коллектив геологов Восточно-Казахстанского геологического управления. В 1957 г. к ним присоединилась группа палеонтологов и палеоботаников институтов геологии и биологии АН Казахской ССР. Детальное изучение разрезов и данных бурения, а также результаты сейсмометрических и гравиметрических съемок позволили казахстанским геологам собрать огромный фактический материал по геологии района, в результате всесторонней обработки которого почти одновременно для палеоген-неогеновых отложений были созданы две стратиграфические схемы, первая – В.В. Лаврова и В.С. Ерофеева (1958; Ерофеев, 1966, 1969) и вторая – Б.А. Борисова (1963, 1964). В схеме Б.А. Борисова расчленение отложений “... основывалось на послойных описаниях опорных обнажений рассматриваемых осадков, а также на прослеживании и картировании выделенных стратиграфических подразделений на площади. Благодаря этому впервые в истории изучения геологии Зайсанской впадины были произ-

ведены обширные сборы палеонтологического материала, хорошо привязанного к опорным стратиграфическим разрезам верхнемеловых и палеоген-неогеновых отложений. В итоге это дало возможность поставить расчленение континентальных отложений Зайсанской впадины на твердую биостратиграфическую основу" (Борисов, 1963, стр. 22). В сводном разрезе мезо-кайнозойских отложений Зайсанской впадины Б.А. Борисов выделяет шесть серий: южнозайсанскую (Cg_2), северозайсанскую (Pg_1), теректинскую (Pg_2^{1+2}), восточнозайсанскую ($Pg_2 + Pg_3^{1+2}$), ашутасскую ($Pg_3 + N_1$) и тарбагатайскую (N_2).

Каждая из этих серий в свою очередь подразделяется на несколько (от двух до пяти) свит. В итоге толщу рыхлых отложений он делил на двадцать одну свиту, которые неравномерно распределяются по трем структурно-фациальным зонам впадины, впервые выделенным В.С. Ерофеевым (1960). Так, в Южно-Зайсанской структурно-фациальной зоне, согласно Б.А. Борисову, осадконакопление началось в позднем мелу, в Северо-Зайсанской – в палеоцене, в Центрально-Зайсанской зоне – в эоцене.

В.В. Лавровым и В.С. Ерофеевым была составлена другая стратиграфическая схема, опубликованная в 1958 г. В несколько уточненном виде она приводится в работах В.С. Ерофеева (1966, 1969), являющихся последними и наиболее крупными работами по геологии данной территории. Обобщив богатый фактический материал, В.С. Ерофеев считал возможным разделить верхнемеловые и палеоген-неогеновые отложения на семь свит – северозайсанскую ($Cg_2 - Pg_1$), турангинскую (Pg_2^{1-2}), тузакбацкую ($Pg_2 - Pg_3^1$), ашутасскую (Pg_3^{2-3}), аральскую (N_1^{1-2}), павлодарскую (в низах которой он выделяет сарыбулакские слои; $N_1^{2-3} - N_2^{1-2}$) и вторушкинскую (N_2^{2-3}). При характеристике

отложений каждой свиты дается описание вещественного состава пород, их геохимические особенности, палеогеографическая обстановка накопления осадков и приводится палеонтологическое обоснование принимаемого возраста.

Используя геофизические данные, В.С. Ерофеев составил тектоническую карту впадины, на которой выделил три крупные структурно-фациальные зоны, различающиеся степенью полноты стратиграфического разреза. Наиболее полный разрез наблюдается в Центральной зоне, а в Северо-Восточной и Юго-Западной зонах происходит выпадение отдельных стратиграфических звеньев; так, в Северо-Восточной зоне широко развиты отложения палеогена, а в Юго-Западной – неогена. Выпадение отдельных звеньев четко отражается и на мощностях осадков кайнозоя (Центральная – 2000 м; Северо-Восточная – 500 м; Юго-Западная – 700–800 м).

При описании палеогеновых и неогеновых отложений Зайсанской впадины мы придерживаемся стратиграфической схемы В.С. Ерофеева и в значительной мере используем его материалы.

Рассмотренные выше стратиграфические схемы и их сопоставление приведены в табл. 1. В таблице (так же как и в аналогичных таблицах для Алтая и Монголии) протяженность стратиграфических подразделений по вертикали отвечает тому возрастному интервалу, который принимался для данного подразделения соответствующим автором. Пунктирные линии наглядно показывают, с какими свитами предшественников сопоставляет тот или иной автор выделенные им толщи или свиты. Из таблицы видно, что хуже всего расчленена верхняя часть разреза.

В последние годы появились работы Ю.П. Селиверстова (1957, 1959, 1961, 1966), который наметил общую схему стратиграфии четвертичных отложений Алтая и Северо-Восточного Казахстана. По Ю.П. Селиверстову, к нижнему антропогену относятся осадки, располагающиеся непосредственно выше толщ бурых глин (тарбагатайской свиты К.В. Курдюкова и М.М. Смеловской, 1954; калмакпайской свиты В.К. Василенко, 1961 и Б.А. Борисова, 1963; павлодарской свиты В.С. Ерофеева, 1969). Иными словами, к нижнему

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВЫХ И НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ИССЛЕДОВАТЕЛЕЙ

МЕЛОВАЯ		ПАЛЕОГЕНОВАЯ						НЕОГЕНОВАЯ						АНТРОПОГЕНОВАЯ	Система
ВЕРХНИЙ	ПАЛЕОЦЕН	ЭОЦЕН			ОЛИГОЦЕН			МИОЦЕН			ПЛИОЦЕН			ПЛЕЙСТОЦЕН	Отдел
Датский		нижний	средний	верхний	нижний	средний	верхний	нижний	средний	верхний	нижний	средний	верхний	нижний	Ярус
"Джосса"		ПЕСТРОШВЕТНАЯ (СЕРОШВЕТНАЯ)						КРАСНОШВЕТНАЯ						"Верхнеобийское" конгломераты	В.Л. НЕХОРОШЕВ (1941 г.)
														Конгломераты, гальки	Д.В. ДРОВЫШЕВ (1943 г.)
														"Верхнеобийское" конгломераты	К.В. КУДРЯКОВ и М.М. СМЕЛОВСКАЯ (1954 г.)
														Тарбагатайская	
														Верхне-тарбагатайская	
														Сайкандская	
														Зайсанская	
														Саурская	
														Маңрақаская	

Таблица 1

ОТЛОЖЕНИЙ ЗАЙСАНСКОЙ ВПАДИНЫ ПО ДАННЫМ РАЗЛИЧНЫХ

В.К. ВАСИЛЕНКО (1961 г.)		В.А. БОРИСОВ (1963 г.)	В.С. ЕРОФЕЕВ (1964 г.)
Глыбы конгломератов высоких террас		"Верхнеобийские" конгломераты	Галечники, конгломераты, пески
Карабулакская		Карабулакская	Вторушкинская
Калмакпайская	Тарбагатайская	Калмакпайская	Павлодарская
Сарыбулакская		Сарыбулакская	Сарыбулакские слои
Аюкарская	Ашутасская	Зайсанская	Аральская
Нуринская		Аюкарская	
Ашутасская		Нуринская	Ашутасская
Теректинская		Ошагандинская	
	Восточнозайсанская	Буранская	
		Кустовская	
		Аксырская	Туэкабакская
		Кызылкаинская	
		Чанбулакская	
	Теректинская	Конуркуринская	Турангинская
		Саргамысская	
		Обайлинская	
		Чакпактасская	
	Северозайсанская	Киянкеришская	Северозайсанская
		Дюсюмбаевская	
		Актобинская	
	Южно-зайсанская	Тайжузгенская	
		Манракская	

антропогену он относит отложения вторушкинской свиты и "верхнегобийских" конгломератов, к среднему – отложения двух горизонтов – курнебского и урыльского, причем урыльский горизонт соответствует времени полупокровного оледенения. Осадки верхнего антропогена отделены от отложений среднего эрозионным несогласием, обусловленным сильнейшими неотектоническими движениями. Эти движения привели к существенной перестройке рельефа и изменению условий осадконакопления. Верхнеантропогеновые отложения Ю.П. Селиверстов разделяет на четыре горизонта – калджирский, киинжирский, зайсанский и катонский, которым соответствуют осадки различных террасовых уровней. Киинжирский и катонский горизонты в горах представлены ледниковыми отложениями. Современные отложения выделены Ю.П. Селиверстовым под названием иртышского горизонта и представлены осадками низких и высоких пойм Иртыша и побережья оз. Зайсан. Приведенную стратиграфическую схему автор считает предварительной и указывает, что единственный путь к созданию правильной стратиграфии четвертичных отложений Зайсанской впадины лежит в непосредственном прослеживании толщ осадков ледниковых, околоследниковых и внеледниковых зон.

Чуйская впадина (Горный Алтай)

Чуйская впадина находится в пределах Юго-Восточного Алтая. Первые геологические исследования Алтая начались очень давно, около двух столетий назад. Вначале изучались только древние отложения, в которых были обнаружены разнообразные полезные ископаемые. Значительно позже появились работы по стратиграфии кайнозойских отложений, по вопросам древнего оледенения района и истории формирования современного рельефа. Первая стратиграфическая схема третичных и четвертичных отложений приводится в работах А.В. Аксарина (1937, 1938). Среди палеогеновых отложений он выделил четыре горизонта – конгломератовый, гастроподовый, остракодовый и угленосный (табл. 2). Последний несогласно перекрывается делювиально-пролювиальными отложениями значительной мощности. Обилие растительных остатков в угленосном горизонте позволило А.В. Аксарину все четыре горизонта третичных отложений отнести к среднему – верхнему палеогену, а перекрывающий их делювиально-пролювиальный комплекс – к неогену. Наряду с изучением третичных отложений, с которыми связаны бурые угли, А.В. Аксарин исследовал четвертичные отложения и кратко описал историю их формирования. В результате своих наблюдений он пришел к выводу о наличии следов двух оледенений с продолжительной межледниковой эпохой и наметил несколько этапов проявления молодых движений на Алтае. А.В. Аксарин склонен считать, что одно оледенение по возрасту является рисским, а другое – вюрмским.

В течение нескольких лет, начиная с 1937 г., кайнозойские отложения на территории Алтая изучала Е.Н. Шукина (1960). Она отметила широкое развитие континентальных неогеновых и частично верхнепалеогеновых отложений в межгорных впадинах Горного Алтая, считая, что наиболее полно они представлены в Чуйской впадине. Третичные отложения залегают здесь на остатках доолигоценовой коры выветривания или на сильно размытой поверхности дислоцированных пород палеозоя. Всю толщу третичных отложений Е.Н. Шукина, как и А.В. Аксарин, разделила на два комплекса – нижний и верхний. В нижнем комплексе Е.Н. Шукина выделила отложения трех свит – кызылчинской (базальной), угленосной и мергельной общей мощностью 250–270 м. К верхнему комплексу она отнесла семиаридный (доледниковый) горизонт, представленный толщей (до 200–250 м) пролювия. Кызылчинские (базальные) пестроцветные глины с кварцевыми щебеночниками в основании Е.Н. Шукина относит к олигоцену, толщу отложений угленосной свиты по многочисленным остаткам флоры она считает миоценовой или, возможно, даже миоцен-верхнеолигоценовой. Е.Н. Шукина выделяет еще и талды-доргунскую свиту, хотя сама же от-

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВЫХ И
НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ ПО ДАННЫМ
РАЗЛИЧНЫХ ИССЛЕДОВАТЕЛЕЙ

Система	Отдел	Ярус	А.В. АКСАРИН (1937 г.)	Е.Н. ШУКИНА (1957-1960гг.)	Г.Ф. ЛУНГЕРСТА- УЗЕН и О.А. РАКОВЕЦ * (1961 г.)	Е.В. ДЕВЯТ- КИН ** (1965 г.)		
АНТРОПОГЕ- НОВАЯ	ПЛЕЙСТОЦЕН	нижний		Башкаусский (ледниковый) горизонт	Древняя морена Кубадру. Флювиогляциальные галечники р. Чаган	Башкаусская свита		
НЕОГЕНОВАЯ	ПЛИОЦЕН	верхний	Делювиально- пролювиальные отложения	Семиаридный (доледниковый) горизонт	Терекская свита		Бекенская свита	
					Бекенская свита	верхняя подсвита		
		средний				Кызылгирская свита		Кызылгирская свита
	МИОЦЕН	нижний		Мергельная свита	Туерьская свита		Туерьская свита	
		верхний			Кошагачская свита			Кошагачская свита
		средний						
		нижний						
	ОЛИГОЦЕН	верхний		Кызылчинская (базальная) свита	Карачумская свита		Карачумская свита	
		средний						
		нижний						
ПАЛЕОГЕНОВАЯ	ЭОЦЕН		Угленосный, остракодовый, гастроподовый, конгломератовый горизонты		Кора выветривания		Кора выветривания	

* Указанные авторы считают, что границу четвертичной системы следует проводить по кровле отложений кызылгирской свиты; таким образом, бекенская и терекская свиты отнесены ими к эоплейстоцену.

** Е.В. Девяткин при описании кайнозойских отложений использует стратиграфическую схему В.И. Громова и др. (1961) и, таким образом, отложения кызылгирской, бекенской и башкаусской свит относит к эоплейстоцену.

мечает, что отложения этой свиты одновозрастны с отложениями угленосной свиты (а возможно, и с низами мергельной) и являются фашиальной разновидностью последней. Породы мергельной свиты, судя по фауне моллюсков и ostracod, имеют верхнемиоценовый – плиоценовый возраст. Проловиальные отложения верхнего комплекса, как считает Е.Н. Шукина, имеют плиоценовый, а возможно и более молодой плиоцен–нижнеплейстоценовый возраст. Впоследствии Е.Н. Шукина (1960) присоединилась к мнению Г.Ф. Лунгерсгаузена и О.А. Раковец, которые эту толщу разделили на две свиты – кызылгирскую и бекенскую.

Е.Н. Шукина указывает на наличие в горной части Алтая трех оледенений – нижне-, средне- и верхнеплейстоценового. Отложения наиболее древнего оледенения, выделенные Е.Н. Шукиной под наименованием башкаусского, представлены ярко-бурыми валуно–галечными образованиями с песчано–глинистым заполнителем. Среди обломочного материала этих отложений наряду с крепкими валунами и гальками свежих пород присутствуют выветрелые каолинизированные обломки, распадающиеся при ударе. Е.Н. Шукина считает, что эти рыхлые валуны могли переноситься только в мерзлом состоянии. Она указывает на невозможность определения масштабов этого оледенения в связи с недостаточностью фактического материала. Среднеплейстоценовые пепельно–серые ледниковые образования резко отличаются от подстилающих цветом и хорошей сохранностью обломочного материала. Среднеплейстоценовый ледниковый комплекс, по мнению Е.Н. Шукиной, отчетливо разделяется на два горизонта – катунский и майминский. Верхнеплейстоценовое оледенение (чибитский и менский горизонты) имело значительно меньшие размеры, чем предыдущее. Сопоставляя ледниковые отложения горной части Алтая с отложениями предгорий, Е.Н. Шукина впервые дала схему стратиграфического расчленения четвертичных отложений для всего Алтайского края.

Основные результаты работ Е.Н. Шукиной, насыщенных богатым фактическим материалом, несомненно сыграли свою роль в правильном понимании вопросов геологии данного района. Однако не все ее положения приемлемы в настоящее время. Так, например, не доказано существование нижнеплейстоценового башкаусского оледенения. Наши наблюдения, так же как и данные других авторов (Ефимцев, 1961; Девяткин, 1963, 1965), не позволяют говорить об оледенении этого возраста, а осадки, относимые Е.Н. Шукиной к морене (на р. Кубадру), мы считаем типичными аллювиальными отложениями горных рек.

В 50-х годах на территории Юго–Восточного Алтая начались систематические геологические исследования, проводимые Западно–Сибирским геологическим управлением и Всесоюзным аэрогеологическим трестом. Эти исследования, безусловно, занимают особое место в изучении молодых отложений района. Геологическая съемка, а также многочисленные буровые и геофизические работы способствовали накоплению большого фактического материала. В результате обработки этого материала были предложены новые стратиграфические схемы кайнозойских отложений, дана литологическая характеристика их и выяснены основные закономерности накопления этих отложений. Основным на работах Г.Ф. Лунгерсгаузена и О.А. Раковец (1957, 1958, 1961; Раковец, 1966), Н.А. Ефимцева (1958, 1959, 1961) и Е.В. Девяткина (1960, 1962, 1963, 1964, 1965; Девяткин, Чумаков, 1964), в которых дана наиболее полная характеристика основных вопросов кайнозойского осадконакопления.

В 1958 г. Г.Ф. Лунгерсгаузен и О.А. Раковец опубликовали свою первую схему стратиграфического расчленения третичных и четвертичных отложений. В 1961 г. появился другой вариант этой схемы, который здесь и рассмотрен. Третичные отложения Г.Ф. Лунгерсгаузен и О.А. Раковец разделяют на шесть свит: карачумскую, кошагачскую, туерьскую, кызылгирскую, бекенскую и те–режскую. Самая древняя карачумская (Pg₃) свита представлена галечниками

и щебнисто-глинистыми отложениями проловияльного типа. Верхнепалеогеновый возраст карачумской свиты принимается ими условно. Отложения кошагачской свиты, состоящие из серых и сизых глин и алевроитов с прослоями углей, имеют миоценовый возраст, а породы туерыхской свиты, представленные мергелистыми глинами, на основании фауны моллюсков Г.Ф. Лунгерсгаузен и О.А. Раковец отнесли к самым верхам миоцена – плиоцену. Угленосные и мергельные отложения кошагачской и туерыхской свит являются типичными озерными образованиями. Эти исследователи считают, что в начале плиоцена обширные озерные водоемы прекратили свое существование, началась мощная эрозионная деятельность рек, в глубоких долинах которых происходило накопление аллювиальных и овражных отложений впервые выделенной ими кызылгирской свиты. Обильная фауна пресноводных моллюсков позволила датировать эти отложения средним – основанием верхнего плиоцена. Г.Ф. Лунгерсгаузен и О.А. Раковец указывают, что отложениями кызылгирской свиты заканчивается разрез третичных отложений Чуйской впадины. Лежащие выше образования бекенской свиты "следует отнести к четвертичной системе, если принимать ее в новом объеме, т.е. включать в нее виллафранские и соответствующие им по возрасту слои, ранее считавшиеся верхнеплиоценовыми" (1961, стр. 230). Среди мощных проловияльных отложений бекенской свиты выделяются две подсвиты, разделенные размывом и угловым несогласием. Положение терекской свиты они считают неясным, однако указывают, что отложения этой свиты занимают более высокое положение, чем бекенская свита. Отложения обеих свит имеют верхнеплиоценовый возраст, но понимая четвертичный период в новом объеме, Г.Ф. Лунгерсгаузен и О.А. Раковец относят эти образования к "неоплиоцену" – эоплейстоцену. В то же время они принимают трехчленное деление плейстоцена. К нижнему плейстоцену они относят отложения "древней морены Кубадру", к среднему – отложения максимального оледенения с двумя самостоятельными стадиями. По мнению этих авторов, между "древней мореной Кубадру" и отложениями среднеплейстоценового оледенения наблюдаются перерыв в осадконакоплении и образование железистой коры выветривания. К верхнему плейстоцену относятся морены и флювиогляциальные галечники постмаксимального оледенения с рядом стадий.

Дискуссионным, на наш взгляд, в построениях Г.Ф. Лунгерсгаузена и О.А. Раковец является выделение нижнеплейстоценового (башкаусского) оледенения, что отмечается рядом исследователей (Ефимцев, 1961; Девяткин, 1963, 1965; Лискун, 1963, 1965а), и проведение нижней границы четвертичной системы по кровле кызылгирской свиты; подробнее эти вопросы рассмотрены в последующих главах настоящей работы.

С 1953 г. на территории Восточного Алтая тематические исследования по изучению кайнозойских отложений проводил Н.А. Ефимцев (1958, 1959, 1961). В его работах главное внимание уделено изучению четвертичных оледенений района. На основании детального изучения разреза по р. Кубадру (стратотипического разреза морены башкаусского оледенения, выделенного Е.Н. Шукиной, Г.Ф. Лунгерсгаузен и О.А. Раковец) Н.А. Ефимцев пришел к правильному выводу об аллювиальном происхождении толши бурых галечников. Однако нельзя согласиться с другим выводом этого автора, который объясняет наличие выветрелых галек в башкаусской толше выветриванием, происходившим после отложения галечников, а различную степень разрушения галек – избирательным характером выветривания. Последующими работами (Лискун, 1963) было установлено, что по всей башкаусской толше гальки различных разновидностей пород встречаются от совершенно свежих до сильно разрушенных, а количество выветрелых обломков вниз по разрезу увеличивается.

Изучению кайнозойских отложений Горного Алтая посвящены также работы Е.В. Девяткина (1960, 1962, 1963, 1964; Девяткин, Чумаков, 1964). Итогом этих работ была опубликованная в 1965 г. монография "Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая". Эта монография является одной из наиболее крупных работ, в которой разбираются различные стороны

кайнозойского осадконакопления. Наряду с личными наблюдениями автора в работе впервые для Горного Алтая используются данные бурения и геофизические материалы, показывающие внутреннее строение неотектонических впадин. Приводимая Е.В. Девяткиным схема стратиграфии кайнозоя базируется на обширном палеонтологическом и палинологическом материале. Следует отметить, что в отличие от предшествующих работ в монографии Е.В. Девяткина приводится довольно полная литолого-минералогическая характеристика¹ кайнозойских отложений, способствующая выяснению условий осадконакопления и корреляции отдельных разрезов. Здесь мы не рассматриваем стратиграфическую схему Е.В. Девяткина, так как она использована нами при описании геологического строения Чуйской впадины и поэтому детально рассмотрена ниже.

Заканчивая обзор геологических исследований кайнозойских отложений Горного Алтая, отметим, что в последнее время здесь наметилась весьма перспективная тенденция комплексного изучения кайнозойских отложений с применением литолого-минералогических методов.

Котловина Больших Озер, Дзерженская и Бегерская впадины (Западная Монголия)

Первые сведения о геологическом строении территории Монгольской Народной Республики были получены в конце XIX начале XX столетия благодаря исследованиям В.А. Обручева, совершившего ряд путешествий по Центральной Азии и собравшего богатейший фактический материал по орографии и геологии страны. В.А. Обручев (1900, 1915, 1933, 1940) уделил большое внимание вопросам палеогеографии мезо-кайнозоя и истории формирования современного рельефа. В.А. Обручев первый описал рыхлые мезо-кайнозойские отложения (под названием гобийских) и благодаря находкам в этих отложениях остатков фауны млекопитающих доказал их континентальный генезис.

К числу первых исследователей, изучавших молодые отложения Монголии, относится В.В. Саложников (1907, 1949), собравший большой материал по орографии, гидрографии, современному и древнему оледенению Монгольского Алтая.

В 20-х годах исследования геологического строения Монголии приобретают более систематический и планомерный характер. С 1922 по 1930 г. на территории Монголии и Китая работала американская Центрально-Азиатская экспедиция. Геологическими работами в ней руководили Берки и Моррис, которые выпустили ряд статей и крупную монографию - "Геология Монголии" (Berkey, Morris, 1927). В этой работе они подробно рассмотрели стратиграфическое расчленение отложений, тектоническое строение, историю развития исследованного района и составили геологические карты отдельных участков. Наиболее детально они изучили меловые и третичные отложения, в которых на основании многочисленных остатков фауны выделили ряд формаций, имеющих местное значение. Выделенные ими верхние стратиграфические горизонты хорошо прослеживаются далеко на запад Монголии (табл. 3). Берки и Моррис изучали также тектоническое строение гобийской части Монголии. Они указывали, что существенной структурной чертой ее является наличие сложно дислоцированного древнего основания, на котором несогласно залегают слабо дислоцированные рыхлые меловые и более молодые отложения.

В 1925 г. в составе Академии наук СССР была создана Монгольская комиссия, которая проводила систематические исследования на территории Монголии, но, к сожалению, эти работы закончились в 1932 г. и были вновь возобновлены лишь в 1946 г., когда начались работы Палеонтологической экспедиции под руководством И.А. Ефремова.

¹ Литолого-минералогическая обработка материала произведена И.Г. Лискун и Н.В. Ренгартен.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВЫХ И
НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ ПО ДАННЫМ
РАЗЛИЧНЫХ ИССЛЕДОВАТЕЛЕЙ

Система	Отдел	Ярус	Е.В. ДЕВЯТ- КИН, И.Г. ЛИС- КУН* (1966 г.)	Ч. БЕРКИ и Ф. МОРРИС (1927 г.)	Н.А. МАРИНОВ (1957 г.)	К.А. ВОЛОЧ- КОВИЧ (1961 г.)
АНТРОПОГЕНОВАЯ	ПЛЕЙСТОЦЕН	нижний	Свита Гошу	Формация Гошу	Ледниковые, аллюви- альные, аллювиально- озерные и золовые отложения; моренные суглинки, гравийно- галечниковые пески, глины, илы, лёссы и лёссовидные образо- вания	
НЕОГЕНОВАЯ	ПЛИОЦЕН	верхний	Свита Хиргис-Нур	Формация Хунг-Куре	Пестроцветные от- ложения, состоящие из опок, известня- ков, песков, конг- ломератов и глин	Хараусская свита
		средний	Свита Алтан-Тээли			
		нижний				
	МИОЦЕН		Свита Ошин	Формация Ло	Пестрые глины, конг- ломераты, песчани- ки, пески, местами с прослоями бурых углей	
ПАЛЕОГЕНОВАЯ	ОЛИГОЦЕН	верхний	Свита Бэгэр	Формация Хсанда-Гол	Пестрые конгло- мераты, песча- ники, пески, мер- гели, гравий, глины, гипс	
		средний	Свита Хан-Тайшири	Формация Хульджин, Ардын-Обо		
		нижний				
	ЭОЦЕН			Формация Шара-Му- рень, Тухум, Ирдын-Ман- ха, Аршанто	Пестрые глины, пески, гравий, конгломераты, известняки	
	ПАЛЕОЦЕН			Формация Гашато	Пестрые глины, грубый гравий, пески, песчаники, конгломераты, реже мергели	

* По данным автора, принимавшего стратиграфическую схему В.И. Громова и др. (1961), граница четвертичной системы проходит под отложениями свит Хиргис-Нур и Алтан-Тээли, а отложения этих свит составляют нижний и средний ярусы эоплейстоцена.

В составе Монгольской экспедиции работали И.П. Рачковский (1928, 1933; Рачковский, Лебедева, 1932), З.А. Лебедева (1926а,б, 1932) и М.Ф. Нейбург (1926, 1929), которые на отдельных участках проводили детальные геологические съемки и собрали интересный материал по стратиграфии и тектонике исследованной ими территории. Так, первые сведения о геологии Дзергенской впадины, где широко развиты мезо-кайнозойские отложения, получены М.Ф. Нейбургом (1926), которая верхнюю толщу этих отложений, содержащую остатки костей млекопитающих, отнесла к верхнему миоцену – нижнему плиоцену. М.Ф. Нейбург указывала, что образование этой впадины связано с опусканием грабена северо-западного направления.

В обработке палеонтологического материала, собранного И.П. Рачковским, З.А. Лебедевой и другими исследователями, принимала участие Е.И. Беляева (1937), которая изучила остатки млекопитающих из двух местонахождений – Чоно-Хариах и Оши. Е.И. Беляева сделала также литературный обзор по известным к тому времени фаунам млекопитающих на территории всей Монгольской Народной Республики и Китая. Она считает, что фауна местонахождения Оши отвечает по составу и характеру китайской гиппарионовой фауны (Беляева, 1937, 1954, 1971).

В 1946 г. вышла работа Е.Э. Разумовской, которая проводила геологическую съемку в районе Бэгэрской впадины Монгольского Алтая в 1937 г. В этой работе приводится геологическая карта и дается описание палеозойских и мезо-кайнозойских отложений исследованного района. Среди описанных отложений она выделяет восемь толщ: четыре палеозойских и четыре мезо-кайнозойских. Последние представлены пестроцветными и красноцветными континентальными породами, залегающими довольно спокойно на дислоцированных породах палеозоя. Мощность мезо-кайнозойских отложений Е.Э. Разумовская оценивает в 1700 м.

Палеонтологическая экспедиция под руководством И.А. Ефремова проводила исследования в течение трех лет (1948 а,б, 1949, 1954). Участники экспедиции покрыли густой сетью маршрутов часть Гоби, расположенную к югу от горы Гурван-Сайхан, исследовали котловину Намэгэту и посетили Шаргаин-Гоби и Хойсуин-Гоби на западе (до оз. Хара-Ус-Нур). Иными словами, они обследовали важнейшие районы развития мезозойских и кайнозойских толщ, собрали новые материалы по стратиграфии меловых и третичных отложений и дали подробное описание исследованных местонахождений остатков млекопитающих. Многочисленные остатки позвоночных помогли правильно разобраться в палеогеографической обстановке района. Наличие в меловых отложениях богатейших захоронений остатков хищных и травоядных динозавров, обилие остатков черепов и крокодилов, а также присутствие в отложениях таксодиевых пней (до 3,5 м в диаметре) говорят о том, что Центральная Азия в то время представляла собой страну с мягким влажным климатом, способствовавшим развитию богатого растительного и животного мира. Все это опровергает гипотезу американских геологов о пустынном характере Центрально-Азиатской меловой суши. Основные сборы остатков фауны млекопитающих из меловых отложений были произведены во впадине Намэгэту, в Восточной Гоби и Дзергенской котловине, но, к огромному сожалению, весь этот материал не был до конца обработан.

В 40-х годах на территории Монголии проводил исследования Э.М. Мурзаев (1948, 1952, 1959). Его работы посвящены изучению рельефа, гидрографии и климата страны. Э.М. Мурзаев уделил также немалое внимание древнему оледенению Монгольского Алтая и Хангая. Разбирая многочисленные точки зрения на количество древних оледенений указанных территорий, автор приходит к выводу о наличии здесь двух, а местами и трех оледенений.

Начиная с 40-х годов до настоящего времени на территории Монгольской Народной Республики проводятся многочисленные геологические исследования коллективами геологов различных стран совместно с монгольскими специалистами. Эти исследования значительно повысили уровень знаний по геологии

страны и дали важные научные и практические результаты. Тем не менее вопросы стратиграфии мезо-кайнозойских отложений и условия их накопления даже в крупных сводных работах рассматриваются в самых общих чертах.

В 1957 г. вышла монография Н.А. Маринова "Стратиграфия Монгольской Народной Республики", которая представляет собой первый сводный труд по стратиграфическому расчленению всех развитых на территории этой страны комплексов отложений, начиная от докембрийских и кончая четвертичными. Эта работа основана на личных наблюдениях автора, а также на обобщении всех новейших геологических материалов. Вполне естественно, что, несмотря на большие результаты, достигнутые Н.А. Мариновым в стратиграфическом расчленении отложений Монголии, его работа, как первая в этом направлении, обобщающая столь разнородный и неравноценный для отдельных районов страны материал, не лишена недостатков, которых, по всей вероятности, невозможно избежать в подобного рода сводках. Так, например, давая характеристику всех ранее описанных мезо-кайнозойских отложений и помещая их в общую стратиграфическую схему, автор не дает новых названий выделенным толщам и не применяет старых (как это делается в тексте), а краткая литологическая характеристика не всегда четко позволяет понять, о чем идет речь, ибо все мезо-кайнозойские образования представлены пестроцветными континентальными отложениями (Маринов, 1957).

В 1959 г. вышла из печати вторая монография по стратиграфии и тектонике Монгольской Народной Республики под редакцией Ф.К. Шипулина. В этой работе учтены все опубликованные и рукописные материалы, имевшиеся к тому времени. В ней довольно полно и детально описаны отдельные комплексы пород и дана характеристика тектонического строения Монголии на основе впервые составленной тектонической карты страны. Но характеристика кайнозойских отложений и в этой работе основывается главным образом на геологических материалах американских геологов Берки и Морриса (Berkey, Morris, 1927) и данных палеонтологической экспедиции И.А. Ефремова (1949, 1954), А.К. Рождественского (1954) и Е.И. Беляевой (1937).

В последние годы появился ряд статей, касающихся отдельных вопросов геологического строения разных районов Монголии, причем большое внимание уделяется изучению западных и северо-западных окраин страны, которые долгое время, по сравнению с Центральной и особенно Юго-Восточной Монголией, оставались очень мало изученными. К их числу нужно отнести работы К.Л. Волчковича (1961), В.А. Амантова, Б.Лувсан-Данзана, П.С. Матросова (1962), В.А. Амантова, П.С. Матросова (1961), В.В. Беззубцева, Б.Лувсан-Данзана, В.Л. Федоровского (1963), В.В. Беззубцева и И.И. Волчка (1963), в которых рассматривается стратиграфия коренных пород, тектоническое строение и геологическая история Западной Монголии. На широкое развитие третичных и четвертичных отложений на северо-западе Монголии в котловине оз. Хара-Усу-Нур (малое) указывает К.Л. Волчкович (1961). Эти отложения представлены мощной (500 м) толщей известково-песчано-глинистых отложений, выделенной им в хараусскую свиту; к третичным отложениям толща относится условно на основании сопоставления с достоверными третичными отложениями, выделенными З.А. Лебедевой (1926 а, б) в сопредельных частях Западной Монголии.

В 1963-1965 гг. на территории Монголии проводились исследования Польско-Монгольской палеонтологической экспедиции. Они охватили территорию Южной Гоби, восточную часть Долины озер и частично Западную Монголию (местонахождения Бэгэр и Алтан-Тээли). Краткая информация об этих работах дана С.Келян-Яворовской и К.Ковальским (Kielan-Jaworowska, Kowalski, 1965; Kielan-Jaworowska, 1966).

Помимо иностранных специалистов, в Монголии в настоящее время работают местные геологи и палеонтологи, причем вопросу создания национальных кадров уделено большое значение.

В заключение краткого обзора литературы по мезо-кайнозойским отложениям рассматриваемых впадин нужно отметить, что литологическое направление в их изучении только начинает развиваться. Однако оно имеет большое значение для выяснения условий осадконакопления и несомненно является одной из актуальных задач.

Согласно представлениям В.И. Громова и других (1960, 1961, 1965), под эоплейстоценом мы понимаем нижний отдел антропогеновой системы, включающий виллафранкский, гюнцский и миндельский ярусы и соответствующие им свиты. Несмотря на то, что дискуссии о нижней границе антропогена и выделении эоплейстоценового отдела внутри антропогена еще продолжаются, для данной территории в работе принята указанная выше схема, тем более что и на республиканском Межведомственном совещании по выработке схем стратиграфии антропогена Казахстана (1959) многочисленные исследователи пришли к единому мнению, что нижнюю границу антропогена в Казахстане следует проводить непосредственно над отложениями павлодарской свиты или под отложениями верхней красноцветной (карабулакской) свиты. Иными словами, в пределах Зайсанской впадины к эоплейстоцену мы относим осадки вторушкунской свиты и отложения нижнечетвертичных "верхнеобийских" конгломератов, в Чуйской впадине — отложения кызылгирской, бекенской и башкаусской свит, а во впадинах Западной Монголии — отложения свит Алтан-Тээли, Хиргис-Нур и Гошу (сопоставление этих свит см. рис. 6).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА, ГОРНОГО АЛТАЯ И ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

Изученные впадины относятся к наложенным межгорным впадинам, для которых характерно резко несогласное залегание выполняющих их отложений на породах фундамента, ограничение длинных сторон разломами и частое несовпадение простирания с простиранием более древних структур. Все это подчеркивает новообразованный, наложенный характер рассматриваемых впадин. В их строении отчетливо выделяются два структурных этажа – нижний и верхний. Нижний этаж представлен сложноскладчатыми геосинклинальными отложениями нижнего и среднего палеозоя и орогенными образованиями верхнего палеозоя и частично мезозоя. Верхний этаж сложен слабо дислоцированными континентальными отложениями мезо-кайнозоя. В структурном отношении эти впадины приурочены к северо-западной части области палеозойской складчатости, широкой полосой огибающей южную оконечность Сибирской платформы. Здесь наблюдается сложное чередование герцинских и каледонских структур, в большинстве случаев разделенных глубинными разломами. К герцинидам относятся Зайсанский прогиб и Ануйско-Чуйский синклиниорий. Между ними выступают каледониды Холзунско-Чуйского антиклинория, который в юго-восточном направлении переходит в антиклинорий Монгольского Алтая; вместе они именуются также Монголо-Алтайским антиклинорием. Восточнее южного окончания Ануйско-Чуйского синклиниория располагаются блоковые структуры каледонид Чулышманской складчато-глыбовой зоны сочленения западносибирских и алтайских структур и каледонид Западной Монголии (рис. 2).

В пределах перечисленных выше крупных тектонических структур выделяется ряд структур более низкого порядка, рассмотрение которых целесообразнее провести в связи с описанием конкретных впадин. При этом для краткости изложения и удобства чтения в работе совмещено описание общей тектонической характеристики этих структур с описанием основных особенностей и стратиграфической последовательности слагающих их пород.

СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВПАДИН И СТРАТИГРАФИЯ ДОАНТРОПОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Зайсанская впадина

Основная часть Зайсанской впадины расположена на крайнем востоке Восточного Казахстана, а ее юго-восточное окончание находится на территории Китая. Она представляет собой обширную слабо расчлененную равнину, протягивающуюся в запад-северо-западном направлении почти на 500 км, шириной до 100–130 км. Северной границей Зайсанской впадины служат отроги Южного Алтая, а южной – хребты Саур, Манрак и Тарбагатай. Эти хребты резко воздымаются (до 3500 м) над юго-восточной частью впадины и постепенно снижаются в западном направлении, где границы впадины выражены менее четко. На западе Зайсанская впадина не имеет резкой границы и неза-

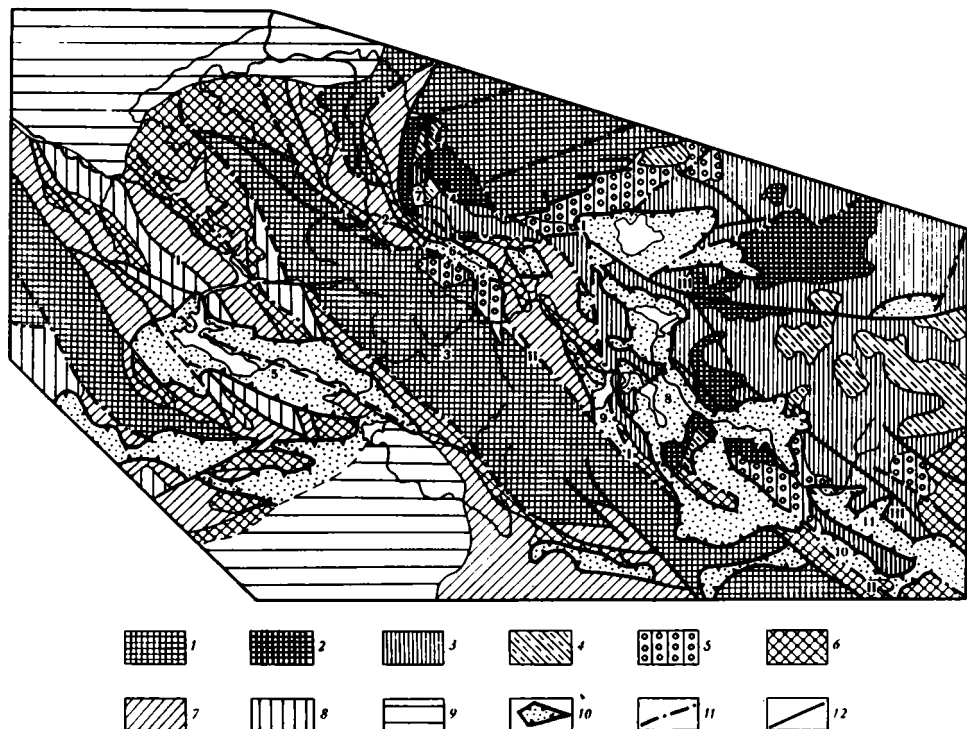


Рис.2. Схематическая тектоническая карта исследованных районов (составлена на основе Тектонической карты Евразии, 1966 г.)

1 – каледониды нерасчлененные; 2 – нижний ярус ранних каледонид (РСм); 3 – верхний ярус ранних каледонид (См₁₋₂); 4 – среднепалеозойские впадины (О–D₂); 5 – верхнепалеозойские впадины (D₂–Р); 6 – нижний ярус герцинид включая выступы древних структур (РСм–D₁); 7 – средний ярус герцинид (D₂–С₁); 8 – верхний ярус герцинид (С₂–Т₁); 9 – эпипалеозойский платформенный чехол; 10 – мезо-кайнозойские наложенные впадины; 11 – глубинные разломы; 12 – прочие разломы. Цифры на карте: 1 – Зайсанский прогиб; 2 – Ануйско-Чуйский синклиниорий; 3 – Монголо-Алтайский антиклинорий; 4 – Чулышманская складчато-глыбовая зона; 5 – Зайсанская впадина; 6 – Чуйская впадина; 7 – Улаганская впадина; 8 – Котловина Больших Озер; 9 – Дзергенская впадина; 10 – Бэгэрская впадина; 11 – Долина Озер. Разломы: I – Цаган-Шибэтинский, II – Толбонурский, III – Дзабханский

метно переходит в слабо всхолмленное нагорье Калбы. На востоке она замыкается отрогами Монгольского Алтая и хребта Саур. Наиболее пониженная часть Зайсанской впадины занята оз.Зайсан, длина которого достигает 150 км, а средняя ширина около 25 км. Зеркало озера расположено на высоте 390 м над уровнем моря. Гидрографическая сеть Зайсанской впадины, кроме оз.Зайсан, представлена системой рек, стекающих с окружающих хребтов. Самой крупной водной артерией района является р.Иртыш, которая пересекает впадину в северо-западном направлении, протекая через оз.Зайсан. Правые притоки Иртыша, стекающие с гор Южного Алтая, довольно многоводны и обычно доносят свои воды до Иртыша и Зайсана. Многочисленные речки, стекающие с хребтов Саур и Тарбагатай, как правило, теряются в рыхлых отложениях Зайсанской впадины.

В тектоническом отношении Зайсанская впадина является наложенной межгорной впадиной, пересекающей в субширотном направлении герцинидские склад-

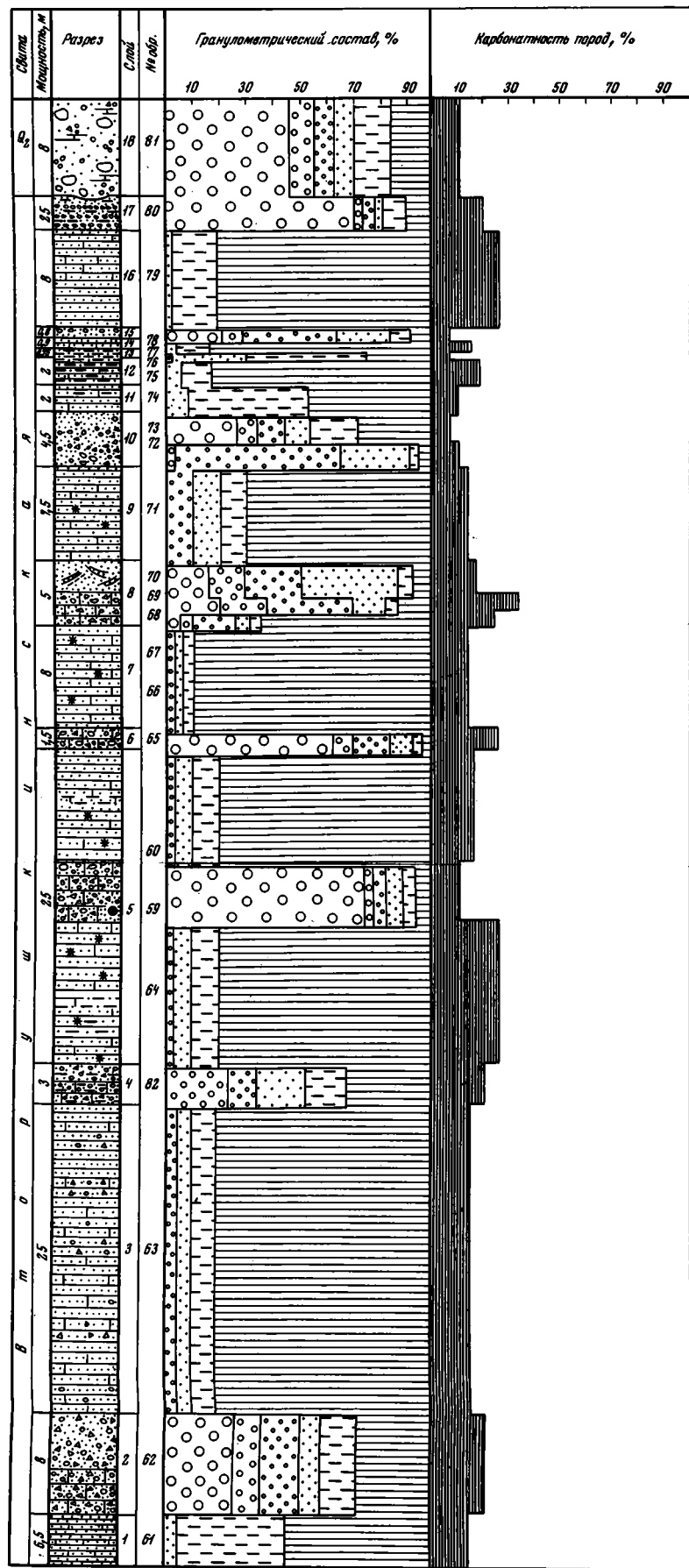


Рис.19. Гранулометрический состав и карбонатность отложений вторушкинской свиты в разрезе по р.Калмакпай
Условные обозначения см. рис. 3

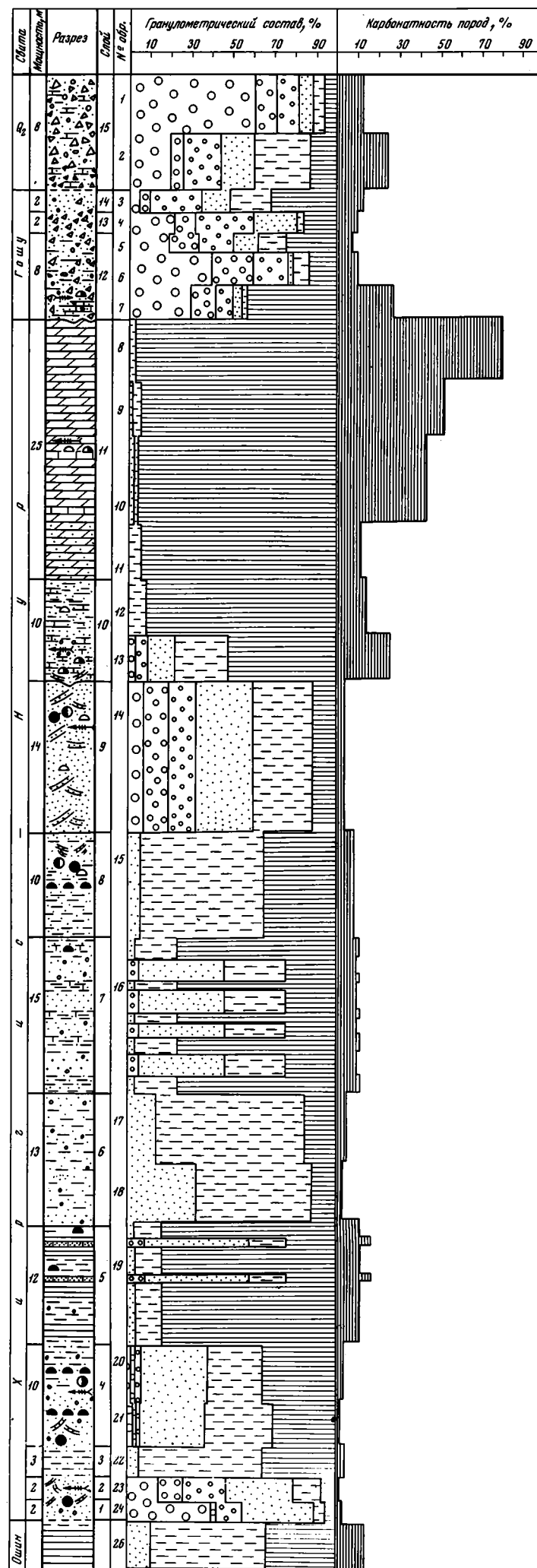


Рис.66. Гранулометрический состав и карбонатность зоплей-
стоенных отложений в разрезе по северному берегу оз.
Хиргис-Нур
Условные обозначения см. рис.3

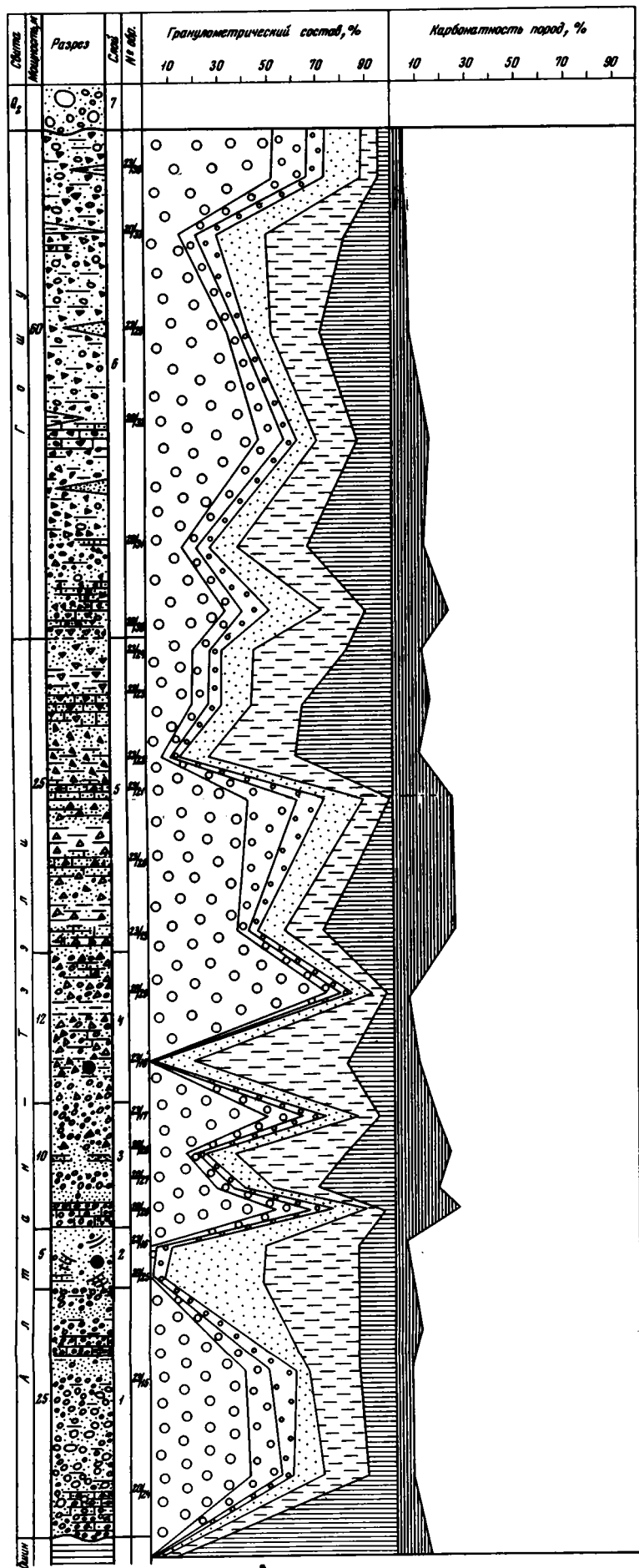


Рис. 57. Гранулометрический состав и карбонатность эолейстоценовых отложений в разрезе Алтан-Тээли у подножия хр. Бумбукту-Хайрхан

Условные обозначения см. рис.3

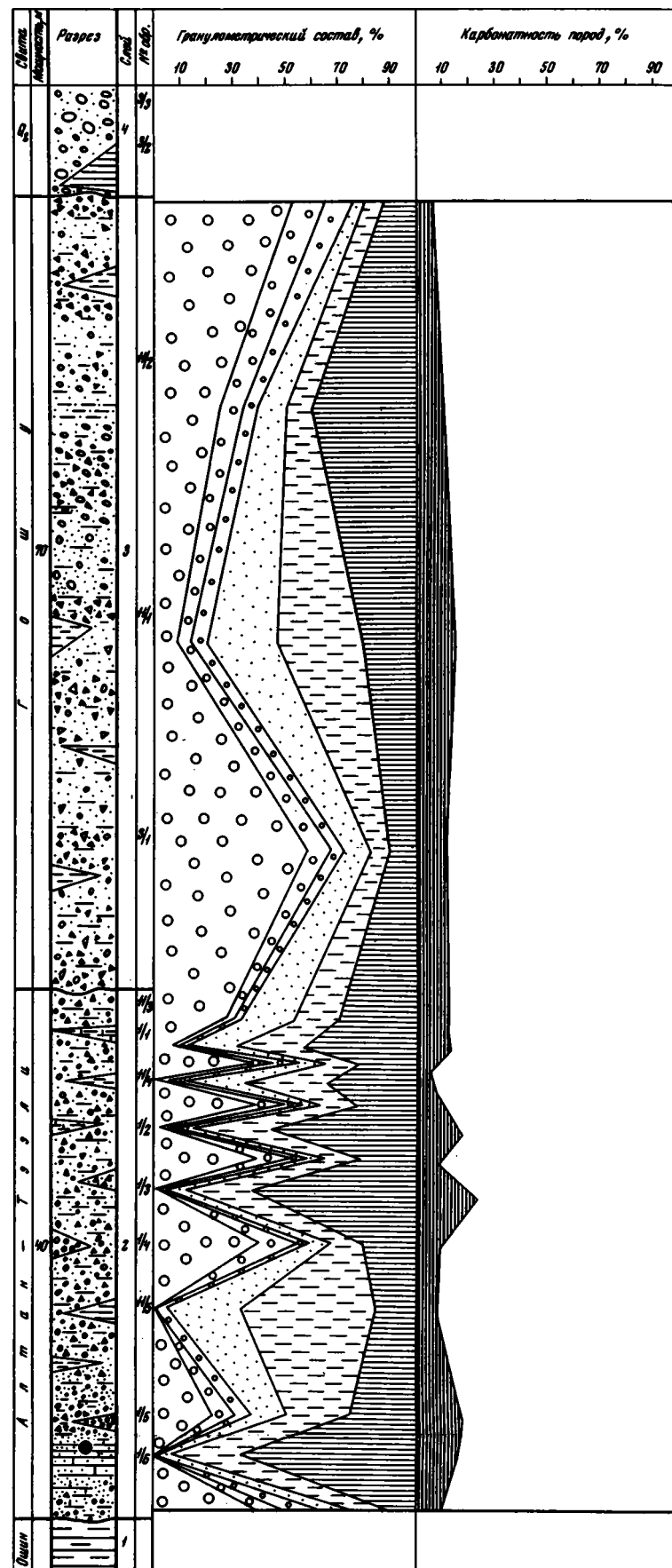


Рис.58. Гранулометрический состав и карбонатность эолейстоценовых отложений в разрезе по южному борту Бегэрской впадины

Условные обозначения см. рис.3

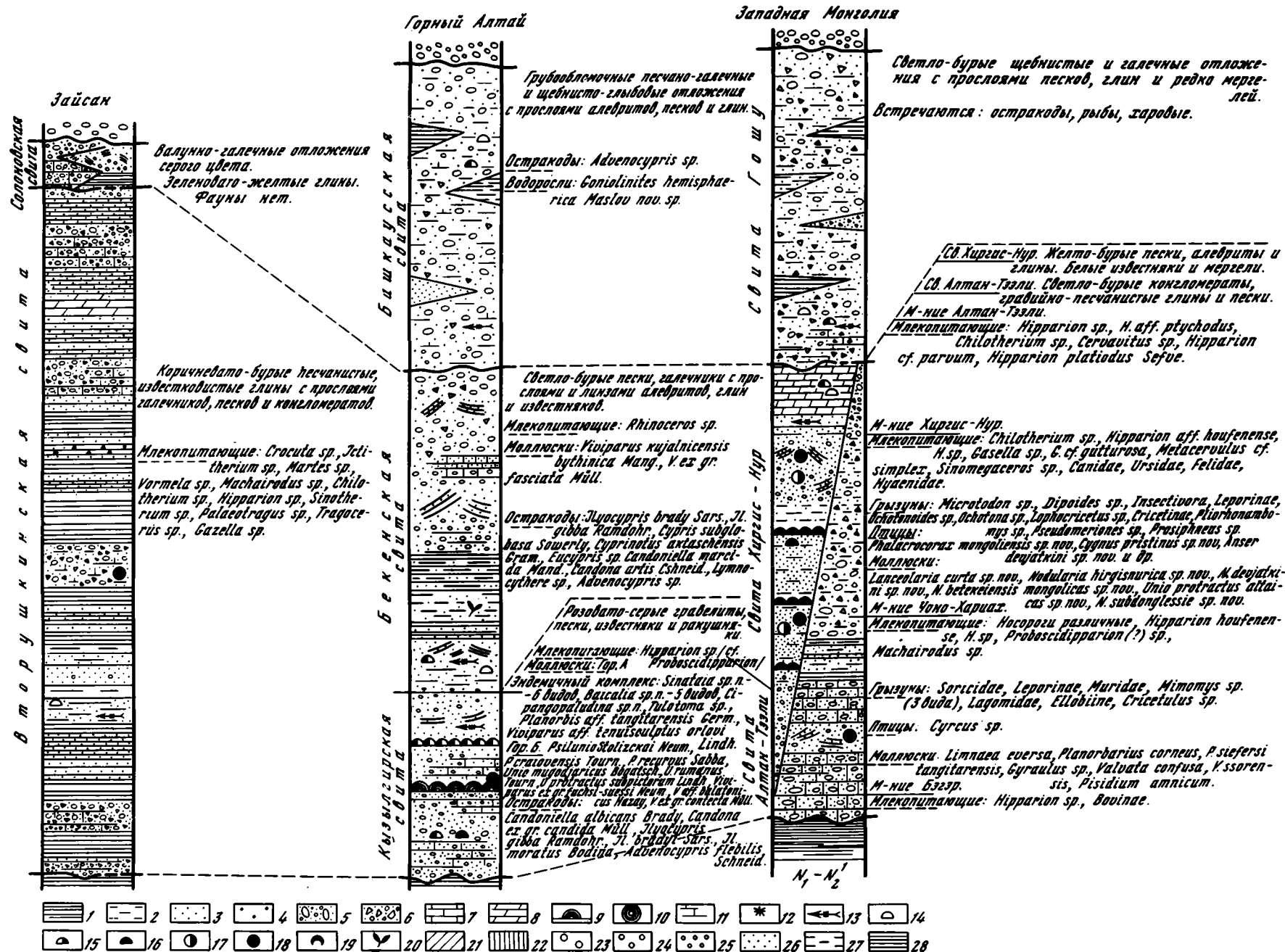


Рис.3. Схема сопоставления эоплейстоценовых отложений изученных впадин

1 - глины; 2 - алевроиты; 3 - пески; 4 - грабелиты; 5 - галечники; 6 - щебеночники; 7 - известняки; 8 - мергели; 9 - строматолиты; 10 - оолиты; 11 - известковистость; 12 - гипс; 13 -

рыбы; 14 - остракоды; 15 - гастроподы; 16 - униониды; 17 - грызуны; 18 - крупные млекопитающие; 19 - черепахи; 20 - флора; 21 - коренные породы; 22 - карбонатность. Фракции: 23 - >1, 24 - 1-0,5, 25 - 0,5-0,25, 26 - 0,25-0,1, 27 - 0,1 - 0,01, 28 - <0,01 мм

чатые структуры Зайсанского геосинклинального прогиба. Эти структуры вытянуты в северо-западном направлении согласно с общим простираем Зайсанского прогиба. В большинстве случаев они разделены глубинными разломами и представляют собой крупные антиклинории и синклинории. Следует подчеркнуть, что эти синклинории и антиклинории были заложены еще в начале палеозоя и с тех пор развивались как геоантиклинальные и геосинклинальные зоны (Тектоника Евразии, 1966). Такое развитие Зайсанского прогиба нашло отражение в образовании блоковых структур герцинид, которые, как будет показано ниже, несомненно оказывают влияние на тектоническое строение Зайсанской впадины.

В строении герцинского фундамента Зайсанской впадины на тектонической карте Евразии (Тектоника Евразии, 1966), выделяются три структурных яруса. К нижнему ярусу относятся ордовикские, силурийские и нижнедевонские песчано-глинистые отложения с прослоями известняков, а также кислые и основные вулканогенные породы, приуроченные преимущественно к отложениям нижнего девона. Местами в ядрах антиклинорий обнажаются также метаморфизованные толщи догерцинского основания. Отложения нижнего структурного яруса имеют незначительное развитие. В средний структурный ярус входят отложения среднего девона – нижнего карбона. Они представлены эффузивно-осадочной толщей, состоящей из песчаников и глинистых сланцев, чередующихся с основными и кислыми эффузивами. Подчиненное значение имеют прослои известняков. Породы нижнего и среднего структурных ярусов смяты в сложные чешуйчатые серии складок, и поэтому мощности их оцениваются приблизительно, но несомненно они достигают нескольких километров. Верхний структурный ярус представлен орогенными образованиями позднепалеозойского – раннемезозойского возраста, в составе которых выделяется своеобразный осадочно-вулканогенный комплекс, сочетающий в себе толщи, сходные с типичными геосинклинальными отложениями, и толщи, напоминающие молассы. Общая мощность отложений верхнего структурного яруса также измеряется несколькими километрами. Отложения этого яруса имеют покровный характер и слагают довольно простые складки, в значительной степени осложненные в приразломных зонах.

С конца позднего мела начинается новый этап развития, характеризующийся оживлением тектонических движений и заложением Зайсанской межгорной впадины, в которую сносятся обломочный материал с окружающих поднятий. Несмотря на то, что в целом Зайсанская впадина является наложенной структурой, ее конфигурация и внутреннее строение в значительной мере зависят от структурного плана и направлений дизъюнктивных нарушений герцинского фундамента. Так, в строении Зайсанской впадины четко выделяются три тектонические зоны, вытянутые в северо-западном направлении и различающиеся строением и историей развития. Эти зоны впервые выделены В.С. Ерофеевым в 1958 г., а в его монографии дана тектоническая карта Зайсанской впадины, составленная на основе данных бурения и геофизики (Ерофеев, 1969). Северо-Восточная тектоническая зона протягивается вдоль подножия Южного Алтая. С севера и юга она ограничена крупными разломами. На севере граница зоны выражена в виде резкого уступа Южного Алтая, вдоль которого наблюдается интенсивное смятие молодых (вплоть до среднечетвертичных) отложений, нередко стоящих на головах или падающих под углами $50-80^{\circ}$. С юга Северо-Восточная зона ограничена крупным Зайсанским разломом древнего заложения, движения по которому неоднократно возобновлялись в кайнозое. Для Северо-Восточной зоны характерна малая мощность (не более 500 м) осадочного покрова, представленного главным образом палеогеновыми отложениями. Небольшая мощность кайнозойских отложений свидетельствует о сравнительно слабом опускании этой зоны, представляющей собой жесткую плиту, реагирующую на молодые тектонические движения формированием локальных структур преимущественно глыбового характера. Мелкие горстовые структуры воздыма-

чатые структуры Зайсанского геосинклинального прогиба. Эти структуры вытянуты в северо-западном направлении согласно с общим простираем Зайсанского прогиба. В большинстве случаев они разделены глубинными разломами и представляют собой крупные антиклинории и синклинории. Следует подчеркнуть, что эти синклинории и антиклинории были заложены еще в начале палеозоя и с тех пор развивались как геоантиклинальные и геосинклинальные зоны (Тектоника Евразии, 1966). Такое развитие Зайсанского прогиба нашло отражение в образовании блоковых структур герцинид, которые, как будет показано ниже, несомненно оказывают влияние на тектоническое строение Зайсанской впадины.

В строении герцинского фундамента Зайсанской впадины на тектонической карте Евразии (Тектоника Евразии, 1966), выделяются три структурных яруса. К нижнему ярусу относятся ордовикские, силурийские и нижнедевонские песчано-глинистые отложения с прослоями известняков, а также кислые и основные вулканогенные породы, приуроченные преимущественно к отложениям нижнего девона. Местами в ядрах антиклинорий обнажаются также метаморфизованные толщи догерцинского основания. Отложения нижнего структурного яруса имеют незначительное развитие. В средний структурный ярус входят отложения среднего девона — нижнего карбона. Они представлены эффузивно-осадочной толщей, состоящей из песчаников и глинистых сланцев, чередующихся с основными и кислыми эффузивами. Подчиненное значение имеют прослои известняков. Породы нижнего и среднего структурных ярусов смяты в сложные чешуйчатые серии складок, и поэтому мощности их оцениваются приблизительно, но несомненно они достигают нескольких километров. Верхний структурный ярус представлен орогенными образованиями позднепалеозойского — раннемезозойского возраста, в составе которых выделяется своеобразный осадочно-вулканогенный комплекс, сочетающий в себе толщи, сходные с типичными геосинклинальными отложениями, и толщи, напоминающие молассы. Общая мощность отложений верхнего структурного яруса также измеряется несколькими километрами. Отложения этого яруса имеют покровный характер и слагают довольно простые складки, в значительной степени осложненные в приразломных зонах.

С конца позднего мела начинается новый этап развития, характеризующийся оживлением тектонических движений и заложением Зайсанской межгорной впадины, в которую сносился обломочный материал с окружающих поднятий. Несмотря на то, что в целом Зайсанская впадина является наложенной структурой, ее конфигурация и внутреннее строение в значительной мере зависят от структурного плана и направлений дизъюнктивных нарушений герцинского фундамента. Так, в строении Зайсанской впадины четко выделяются три тектонические зоны, вытянутые в северо-западном направлении и различающиеся строением и историей развития. Эти зоны впервые выделены В.С. Ерофеевым в 1958 г., а в его монографии дана тектоническая карта Зайсанской впадины, составленная на основе данных бурения и геофизики (Ерофеев, 1969). Северо-Восточная тектоническая зона протягивается вдоль подножия Южного Алтая. С севера и юга она ограничена крупными разломами. На севере граница зоны выражена в виде резкого уступа Южного Алтая, вдоль которого наблюдается интенсивное смятие молодых (вплоть до среднечетвертичных) отложений, нередко стоящих на головах или падающих под углами $50-80^{\circ}$. С юга Северо-Восточная зона ограничена крупным Зайсанским разломом древнего заложения, движения по которому неоднократно возобновлялись в кайнозое. Для Северо-Восточной зоны характерна малая мощность (не более 500 м) осадочного покрова, представленного главным образом палеогеновыми отложениями. Небольшая мощность кайнозойских отложений свидетельствует о сравнительно слабом опускании этой зоны, представляющей собой жесткую плиту, реагирующую на молодые тектонические движения формированием локальных структур преимущественно глыбового характера. Мелкие горстовые структуры воздыма-

лись постепенно, обуславливая конседиментационный характер образования складчатых структур молодых отложений.

Центральная тектоническая зона является наиболее опущенной частью Зайсанской впадины и отличается сложным строением. В.С. Ерофеев выделил в ней пять крупных структур, ориентированных в северо-западном направлении — Присайканский прогиб, Сайканское поднятие, Приманракский прогиб, Манракское поднятие и Западно-Зайсанский прогиб. Наибольшая глубина залегания фундамента, по сейсмическим данным, достигает 2000 м и отмечается в центральной части Зайсанской впадины, в районе Приманракского прогиба. К северо-западу и юго-востоку наблюдается постепенное уменьшение мощности рыхлых отложений; так, максимальная глубина залегания фундамента в Западно-Зайсанском прогибе не превышает 1000 м, а к востоку, уже в западной части Присайканского прогиба, по данным опорной скважины, она составляет 1573 м. Большие глубины залегания палеозойского фундамента свидетельствуют о том, что Центральная тектоническая зона длительное время являлась областью неизменного прогибания. К юго-западу от этой области палеозойское основание вновь воздымается, образуя третью — Юго-Западную тектоническую зону, для которой характерны небольшая и изменчивая мощность мезо-кайнозойских отложений и неполнота стратиграфического разреза. Наиболее широкое развитие здесь получили неогеновые отложения, а палеогеновые образования встречаются только в самых опущенных участках. На юго-западе граница зоны проходит по крупному тектоническому нарушению типа крутого надвига, отделяющему Зайсанскую впадину от хребта Тарбагатай.

Рассмотрев основные черты тектонического строения Зайсанской впадины, перейдем к описанию стратиграфии выполняющих ее отложений (Ерофеев, 1960, 1969).

Самые древние образования, выполняющие Зайсанскую впадину, представлены отложениями северозайсанской свиты ($Cr_2^d - Pg_1$). Впервые отложения этой свиты были выделены В.В. Курдюковым и М.М. Смиловой в 1956 г. в юго-западной части Зайсанской впадины под названием манракской свиты, которую они отнесли к эоцену. Однако в отложениях этой свиты найдена скорлупа яиц динозавров позднемелового возраста, кроме того, обнаружены отпечатки флоры и пыльца растений позднемелового — палеоценового возраста. На основании палеонтологических остатков, собранных в разных горизонтах литологически единой толщи, В.С. Ерофеев относит северозайсанскую свиту к датскому ярусу Верхнего мела и палеоцену. Отложения свиты широко распространены как в Северном, так и в Южном Призайсанье. Наиболее полно они представлены в Присайканском прогибе и на востоке Северо-Восточной тектонической зоны, где мощность этих отложений по данным бурения составляет около 200 м. Отложения северозайсанской свиты представлены глинами с подчиненным количеством алевроитов и с редкими прослоями кварцевых песков и песчаников в нижней части толщи. Глины полиминеральны, состоят из каолинита, монтмориллонита и гидрослоды, причем в северной части впадины преобладает каолинит, а в южной — монтмориллонит. Состав терригенных компонентов в грубых разностях пород преимущественно кварцевый, с незначительной примесью полевых шпатов, эпидота и пластинок слоды. Характерной особенностью отложений северозайсанской свиты является присутствие кремнистых конкреций и гидроокислов железа. Последние образуют пятна и вертикальные полосы в породах, придающие отложениям пестроцветную окраску.

На породах северозайсанской свиты с резким размывом залегают отложения турангинской свиты (Pg_2^{1-2}). Свита была выделена В.С. Ерофеевым в 1957 г., а до этого отложения, одновозрастные отложениям турангинской свиты, были описаны В.К. Василенко как низы ашутасской свиты (Pg_3^2). Возраст отложений турангинской свиты определяется по многочисленным растительным отпечаткам и спорово-пыльцевым спектрам как ранний — средний

зоцен. Отложения свиты широко развиты в восточной части впадины, где вскрыты многочисленными скважинами. Мощность их варьирует от 15 до 100 м. Они представлены толщей светло-серых песков и алевроитов, с редкими прослоями темных, сильно гумусированных глин в верхней части разреза. В базальных слоях турангинской свиты нередко присутствуют глинистые катунь из пород северозайсанской свиты. Пески и алевроиты состоят почти исключительно из зерен кварца и сильно каолинизированных полевых шпатов. Глинистые минералы в тонких разностях пород представлены гидрослодой со значительной примесью каолинита и монтмориллонита. Характерной особенностью отложений является обилие углефицированных остатков древесины, тонкорассеянного органического вещества и присутствие значительного количества пирита, образующего тонкую вкрапленность в породах.

Отложения турангинской свиты постепенно переходят в отложения туз-кабакской свиты ($Pg_2 - Pg_3^1$), выделенной В.С. Ерофеевым в 1957 г. До В.С. Ерофеева в центральной части Зайсанской впадины в Даировской опорной скважине аналогичные отложения были описаны В.К. Василенко как средняя часть ашутасской свиты. Почти во всех разрезах тузкабакской свиты присутствуют многочисленные остатки костей млекопитающих, пресмыкающихся и рыб, а также отпечатки листовой флоры. На основании остатков фауны и флоры В.С. Ерофеев считает, что отложения, включающие их, накапливались в течение позднего эоцена – раннего олигоцена. Отложения тузкабакской свиты широко распространены в пределах всей восточной части впадины и выходят на поверхность во многих естественных разрезах. В Центральной зоне впадины в опорной скважине и на востоке Северо-Восточной тектонической зоны наблюдаются наибольшие мощности (103–117 м). Литологический характер отложений хорошо выдерживается на всей площади Зайсанской впадины. Породы представлены монотонной алевроито-глинистой толщей, окрашенной в зеленовато-серые тона. В естественных обнажениях на выветрелой поверхности пород всегда появляются желтовато- и зеленовато-коричневые окраски. Изредка в толще присутствуют прослои красно-бурых и черных глин и линзы песчаников с известковым цементом. Глинистое вещество в отложениях тузкабакской свиты представлено смесью каолинита и монтмориллонита всегда с большим или меньшим количеством гидрослоды. Для свиты характерно обилие конкреций карбоната (кальцита, сидерита), которыми, как правило, усыпаны все обнажения тузкабакской свиты, и гидроокислов железа, образующих мелкие конкреции – “дробинки” или пятнами окрашивающих породы в бурые и рыжие тона.

На породы тузкабакской свиты с резким размывом ложится толща ашутасской свиты (Pg_3^{2-3}), впервые выделенной в 1927 г. М.Ф. Нейбург в разрезе горы Ашутас (Нейбург, 1928 а, б). Отложения ашутасской свиты хорошо охарактеризованы остатками фауны млекопитающих индрикотериевого комплекса, раковинами моллюсков, многочисленными отпечатками флоры и богатым спорово-пыльцевым спектром, которые позволяют говорить о накоплении осадков в среднем – позднем олигоцене. Описываемые образования широко распространены в восточной части впадины. В Присайканском прогибе (Даировская опорная скважина) мощность отложений этой свиты равна 97 м. Состав пород однотипен по всей впадине. Ашутасская свита представлена песчано-алевритовой толщей с линзами и прослоями зеленовато-серых, белых и сильно гумусированных глин и бурых углей. Количество тонкого глинистого материала заметно увеличивается вверх по разрезу. Состав глин каолинит-гидрослодистый. Для отложений этой свиты характерно присутствие углефицированных обломков древесины, рассеянных в массе пород, и обилие гидроокислов железа в виде лимонитовых конкреций (“корочек” и “кукол”), развивающихся в колчеданам. Отложения ашутасской свиты имеют много общих черт с отложениями турангинской свиты.

Отложения ашутасской свиты постепенно переходят в образования аральской свиты (N_1^{1-2}), которая впервые была выделена в 1954 г. К.В. Кур-

дюковым и М.М. Смеловской под наименованием зайсанской свиты и датирована средним олигоценом. В Даировской опорной скважине она была описана В.К. Василенко под названием акжарской. Отложения этой свиты легко сопоставляются с отложениями аральской свиты Тургая и Приаралья, которая широко вошла в литературу, поэтому В.С. Ерофеев предложил в целях унификации называть эти отложения аральской свитой. В разрезах аральской свиты найдены многочисленные палеонтологические остатки. Часть из них (диатомовые, хвостовые водоросли, остракоды и рыбы) возраст отложений не определяет, но важна с точки зрения палеогеографических построений. Возраст отложений определяется по остаткам фауны млекопитающих и пресмыкающихся, выделенных В.С. Бажановым (Ерофеев, 1969) в мунтжаковый фаунистический комплекс, характерный для нижнего миоцена Казахстана. Исходя из фаунистических данных и положения аральской свиты в разрезе, возраст отложений определяется нижним миоценом — низами среднего миоцена. Отложения аральской свиты широко распространены вдоль северных подножий хребтов Манрак и Сайкан, гораздо меньше обнажений известно в Северном Призайсанье. В этих обнажениях мощность свиты колеблется от 20 до 70 м. В западной части впадины аральские отложения ложатся на размытую поверхность северозайсанской свиты, а на крайнем северо-западе ее — на палеозойский фундамент. Наибольшая мощность отложений аральской свиты вскрыта скважинами в районе р.Эспе, Тополевого мыса и в Даировской опорной скважине (соответственно 150, 207, 376 м). Отложения представлены монотонной толщей глин зеленовато-серого цвета, с редкими прослоями песков, алевроитов и мергелей, причем в центральной части впадины резко возрастает количество и мощность (до 20 м) мергелистых прослоев. Глины часто загипсованы, иногда даже встречаются линзы гипса (до 1,5 м). Состав глин аральской свиты гидрослодисто-монтамориллонитовый, однако очень часто присутствует каолинит и почти всегда имеется примесь хлорита. Для свиты характерно обилие друз гипса, карбонатных конкреций, выцветов сульфатных солей натрия и магния — в разрезах прибортовых частей впадины и прослоев мергелей — в отложениях центральной части ее. Карбонаты представлены смесью кальцита и доломита, изредка присутствует сидерит.

Павлодарская свита ($N_1^{2-3} - N_2^{1-2}$) была выделена К.В. Курдюковым и М.М. Смеловской под наименованием тарбагатайской свиты верхнемиоценового — нижнеплиоценового возраста. Позднее В.К. Василенко (1961) описал ее под наименованием калмакпайской и датировал предположительно нижним — средним плиоценом. Дальнейшими работами было установлено, что отложения калмакпайской свиты можно сопоставлять с отложениями павлодарской свиты Казахстана, поэтому В.С. Ерофеев предложил заменить название калмакпайской свиты на павлодарскую. В низах свиты В.С. Ерофеев выделяет сарыбулакские слои. Возраст отложений определяется по остаткам фауны млекопитающих, найденных в сарыбулакских слоях. Отложения павлодарской свиты широко развиты в пределах Зайсанской впадины. В Южном Призайсанье они образуют почти непрерывную полосу вдоль подножий хребтов Сайкан и Манрак, достигая максимальной мощности по р.Калмакпай (260 м). В Северном Призайсанье эти отложения в основном вскрыты скважинами и имеют мощность 100–120 м. Наибольшая мощность павлодарской свиты наблюдается в Даировской опорной скважине (585 м). Мощная толща пород павлодарской свиты, за небольшим исключением, имеет очень однообразное строение на всей площади Зайсанской впадины. Она представлена красно-бурыми и желто-бурыми известковистыми глинами, с прослоями желто-бурых известковистых алевроитов, реже полимиктовых песков и галечников. Грубый материал присутствует в значительных количествах только в верхних частях свиты и в сарыбулакских слоях. Изредка наблюдается слабая загипсованность глин. Глинистое вещество представлено в основном гидрослодой с примесью монтамориллонита. Характерной особенностью пород павлодарской свиты является обилие свободных окислов железа и присут-

ствие карбонатов. Окисное железо рассеяно в породе в виде пигмента, в результате чего породы приобретают красно-бурую и желто-бурую окраску. Карбонаты кальция тонко распылены в глинистых разностях или цементируют песчаники и конгломераты и значительно реже образуют стяжения и конкреции неправильной формы. Иногда в глинах наблюдаются налеты окислов марганца. Породы павлодарской свиты перекрываются отложениями вторушкинской свиты антропогена, которые описаны ниже.

Чуйская впадина

В пределах Горного Алтая известен ряд молодых впадин, расположенных между отдельными горными хребтами. Их формирование связано с возобновлением движений по системам крупных разломов, заложенных еще в палеозое. Геологическое строение и история развития этих впадин имеют много общих черт. Наши исследования в основном были сосредоточены на территории Чуйской впадины, являющейся самой крупной впадиной Юго-Восточного Алтая. С севера впадина ограничена Курайским хребтом, а с юга к ней примыкают Южно-Чуйский и Сайлюгемский хребты, которые возвышаются на 1500 – 2500 м над дном впадины. Чуйская впадина протягивается между указанными хребтами на 100 км, ширина ее до 40 км, абсолютная высота около 2000 м. Вдоль нее протекает р. Чуя, в которую впадают многочисленные притоки, стекающие с Южно-Чуйского и Сайлюгемского хребтов, в долинах этих рек наблюдаются хорошие обнажения третичных и четвертичных отложений.

В структурном отношении Чуйская впадина приурочена к Ануйско-Чуйскому синклинию и представляет собой наложенную межгорную впадину, лежащую в зоне Курайского глубинного разлома. Простирание впадины примерно совпадает с простиранием субширотного отрезка Ануйско-Чуйского синклиния. Полоса герцинид Ануйско-Чуйского синклиния в этом месте как бы сжимается каледонидами Монголо-Алтайского антиклиния и Чулышманской складчатого-глыбовой зоны сочленения западносибирских и алтайских структур. Границы каледонских и герцинских структур проходят по глубинным разломам – Курайскому и Чарышско-Теректинскому, которые резко разграничили области с различной историей развития: в то время как в каледонидах начался орогенный этап и отлагались континентальные красноцветные отложения, в Ануйско-Чуйском прогибе существовал геосинклинальный режим. Таким образом, песчано-сланцевые флишеидные образования среднего и верхнего кембрия и красноцветные конгломераты и песчаники силура каледонид можно рассматривать как источники терригенного материала и для Чуйского геосинклинального прогиба и для наложенной на него молодой Чуйской впадины. Фундамент впадины, или ее нижний структурный этаж, сложен геосинклинальными образованиями нижнего и среднего палеозоя (Дергунов, 1967). В их строении различаются два структурных яруса. Нижний структурный ярус представлен сложно дислоцированными вулканогенно-терригенными толщами кембрия, терригенными отложениями ордовика и преимущественно карбонатными породами силура общей мощностью около 10 000 м.

Верхний структурный ярус сложен девонскими отложениями, несогласно залегающими на более древних образованиях нижнего структурного яруса. Девонские отложения представлены пестроцветными терригенными породами и кислыми вулканогенными образованиями, достигающими нескольких километров мощности. Они также интенсивно дислоцированы, но наряду с крутыми линейными складками образуют и пологие брахиформные структуры.

Кайнозойские отложения резко несогласно перекрывают дислоцированные породы нижнего структурного этажа, подчеркивая наложенный характер Чуйской впадины. В то же время эта структура проявляет и черты унаследованности, сохраняя простирание палеозойского геосинклинального прогиба и основное направление тектонических движений – тенденцию к прогибанию.

Контур Чуйской впадины определяется системой разломов – ее северная граница проходит по Курайскому глубинному разлому, южная – по Чарышско-Тектинскому глубинному разлому; с востока и запада впадина ограничена разломами северо-восточного простирания, один из которых проходит вдоль хребта Чихачева, а другой – по долине р. Кызыл-Чин.

Дизъюнктивные нарушения оказали большое влияние и на внутреннее строение впадины. Материалы буровых и геофизических работ, проведенных в последние годы в Чуйской впадине, позволили Е.В. Девяткину (1965) составить для этой впадины схему новейшей тектоники, которая вместе с приведенным им разрезом дает ясное представление о строении Чуйской впадины.

Чуйская впадина имеет резко асимметричное строение. Наиболее прогнутая часть ее протягивается вдоль южного борта Курайского глубинного разлома, который представлен серией ступенчатых сбросов. Эта часть впадины выделена Е.В. Девяткиным под названием Центрально-Чуйского прогиба. По данным вертикального электроразведывания (ВЭЗ), максимальная мощность рыхлых отложений здесь достигает 1000 м. В южном направлении глубина залегания фундамента постепенно уменьшается. На фоне постепенного поднятия фундамента в южной половине впадины наблюдается резкий сбросовый уступ фундамента, ориентированный параллельно длинной оси впадины. В южной прибортовой части впадины мощности рыхлых отложений составляют всего 120–125 м. Общая структура Чуйской впадины в ее северной части осложняется рядом частных поднятий и прогибов, которые образовались благодаря большому количеству дизъюнктивных нарушений. Так, с востока на запад прослеживаются Предкурайский и Кокуринский грабены и Бугузузский прогиб. Среди положительных структур второго порядка выделяются Кызылчинское поднятие и Табошакский горст, горстовый выступ Бигдон и Чаган-Узунское поднятие. Кроме того, в юго-западной части впадины протягивается Южно-Чуйский прогиб, установленный по геофизическим данным.

Наиболее древние отложения, выполняющие Чуйскую впадину, представлены породами карацумской свиты (Pg_3), залегающими на образованиях

палеогеновой или возможно еще более древней коры выветривания. Впервые эти отложения были выделены А.В. Аксариным (1937, 1938). В 1953 г. их описала Е.Н. Шукина сначала под названием базальной, а потом кызылчинской свиты (Шукина, 1960). Под наименованием карацумской свиты эти отложения были описаны в 1958 г. Г.Ф. Лунгерсгаузен и О.А. Раковец, которые считали, что накопление их происходило в олигоцене. Фаунистические остатки, найденные в отложениях карацумской свиты, крайне редки и не имеют стратиграфического значения, поэтому возраст отложений этой свиты определяется условно по ее стратиграфическому положению под миоценовыми осадками кошагачской свиты. Наибольшая мощность этих отложений достигает 40 м. В южной части впадины отложения карацумской свиты вскрыты скважинами и имеют мощность 10–15 м. Породы свиты представлены пестроцветными (розовато-малиново-красными), плохо сортированными песчано-глинистыми и щебнистыми образованиями деловиально-проловиального и озерного происхождения. Терригенные песчаные и алевроитовые зерна представлены кварцем, эффузивами, алевролитами и песчаниками, пелитовая часть пород состоит из мельчайших обломков кварца и глинистого вещества, преимущественно каолинитового состава с примесью монтмориллонита и гидрослоды. Характерной особенностью отложений является наличие округлых конкреций сидерита, в естественных обнажениях сильно лимонитизированных.

На отложениях карацумской свиты, местами с размывом, лежат породы кошагачской свиты (N_1). Эти отложения известны в пределах Чуйской впадины очень давно и впервые были описаны в работах В.А. Обручева (1915) который отнес их к плиоцену. В.П. Нехорошев (1932) на основании находок флоры считал возраст пород олигоцен-миоценовым. А.В. Аксарин (1938) выделил эти отложения в угленосный горизонт и поместил их в самые верхи

разреза олигоцена. Под названием кошагачской свиты угленосные отложения были выделены Г.Ф. Лунгерсгаузен и О.А. Раковец (1958), которые считали, что накопление описываемых отложений происходило в миоценовое время. Отложения кошагачской свиты богаты растительными остатками – отпечатками листьев, стеблей, плодов и семян, а также содержат большое количество спор и пыльцы. Кроме того, в породах кошагачской свиты были обнаружены раковины гастропод и остракод. Подробно палеонтологическая характеристика приведена в работе Е.В. Девяткина (1965), который считает, что отложения кошагачской свиты имеют нижне-среднемиоценовый возраст. Отложения свиты широко развиты на севере впадины – вдоль южного подножия Курайского хребта и на северо-западе в низовьях р. Чаган-Узун. В центральной части Чуйской впадины они вскрыты скважинами, а на юге известны небольшие выходы по долине р. Кызкыноор. Наибольшая мощность кошагачской свиты наблюдается на севере впадины по долине р. Туерык (200–250 м). Основная масса пород представлена глинами, часто обогащенными алевритовым и песчаным материалом, а прослой песков и гравия имеют резко подчиненное значение. Обломочный материал очень однообразен и представлен кварцем, кварцитами и хлорито-кремнистыми сланцами. Глинистое вещество состоит из каолинита и гидрослюда. Для пород кошагачской свиты характерно присутствие сидерита, который образует радиально-лучистые кристаллы, пронизывающие глинистую массу, и крупные шаровидные конкреции.

Отложения кошагачской свиты постепенно сменяются мергелистыми глинами туерыкской свиты (N_{1-2}). В 1937 г. они были описаны А.В. Аксариним как остракодовый и гастроподовый горизонты третичного возраста, а Е.Н. Шуйкина в том же году выделила их в мергельную свиту. Под названием туерыкской свиты эти отложения стали известны после выхода в свет работы Г.Ф. Лунгерсгаузена и О.А. Раковец (1958). Отложения туерыкской свиты охарактеризованы остатками моллюсков, остракод, рыб, отпечатками листовой флоры и богатыми спорово-пыльцевыми спектрами, которые позволяют определить возраст туерыкской свиты в интервале от среднего миоцена до раннего плиоцена включительно. Лучшие разрезы отложений находятся у подножия Курайского хребта на севере Чуйской впадины. Мощность отложений в пределах отдельных выходов сильно изменяется. Наиболее полный разрез находится на севере впадины, на левом берегу ручья Бекен (125 м). Основная часть пород туерыкской свиты представлена глинистыми тонкими осадками. Характерная черта их – повсеместная карбонатность и наличие растительных остатков. Карбонатное вещество представлено кальцитом, доломитом и в значительно меньшей степени магнезитом (Лискун, Девяткин, 1964). Присутствие доломита и магнезита в континентальной толще, имеющей ряд признаков, характерных для отложений гумидных зон, довольно необычное явление. Глинистые породы ясногоризонтально-слоистые, по степени уплотнения относятся к аргиллитам – они не размокают в воде, при расколе дают плоскую острую щебенку. Отдельные прослой в разрезе обогащены раковинами моллюсков и створками остракод. По всему разрезу в породах встречаются кости, чешуя и зубы рыб. Фауна рыб, населявшая водоем Чуйской котловины того времени, была достаточно теплолюбивой, близкой к ихтиофауне Арало-Каспийской провинции (Сычевская, Девяткин, 1962).

Присутствующие в глинистых породах остатки растительного вещества либо образуют прослой углей мощностью до 2 см (в низах разреза), либо представлены мелкими обрывками и отпечатками растительной ткани (листьев и стеблей) с сохранившимся клеточным строением, либо состоят из тонкого углестого детрита. Кроме того, глины всегда обильно пропитаны коллоидальным гумусовым веществом. Остаточный органический углерод, определенный из некоторых глинистых пород, подтверждает высокое содержание органики в описываемых отложениях и составляет 5,23–8,05%. Доломиты составляют девять выдержанных по простиранию прослоев мощностью от 0,25 до 1,8 м, а также присутствуют в виде карбонатной примеси в глинистых отложениях. Чистые

доломиты представлены светло-серыми или белыми однородными, крепкими породами. Под микроскопом заметна тончайшая микрослоистость пород. Доломиты сложены мелкими карбонатными частицами (около 0,1 мм и меньше), имеющими форму неправильных многоугольников, плотно прилегающих друг к другу. В однородной тонкозернистой карбонатной массе нередко рассеяны точечные кубики пирита, вокруг которых иногда наблюдается просвечивающая каемка гидроокислов железа. В доломитах встречаются реликты раковин остракод и кости рыб.

Согласно Н.М. Страхову (1958, 1962), в настоящее время и в недавнем геологическом прошлом доломитообразование происходило и происходит главным образом в континентальных слабо минерализованных озерах аридных зон. Установлено, что осаждение доломита в подобных озерах осуществляется при наличии значительного содержания магния, очень большой величине щелочного резерва и высоком значении pH (8,3). Осаждение доломита в озерах влажных областей считается невозможным (Швецов, 1948) из-за низкой величины щелочного резерва и небольшого pH, который снижается притоком воды, содержащих гуминовые кислоты.

Обилие доломитов и присутствие остатков растительного вещества в отложениях туерькской свиты позволяют говорить, что они представляют собой весьма своеобразный парагенез, характерный как для аридных, так и для гумидных зон. Образование такого "запрещенного" парагенеза горных пород, вероятно, происходило в результате сочетания усиленного привноса карбонатов кальция и магния в озерный бассейн с наличием вертикальной климатической зональности в пределах межгорной впадины и окружавших ее хребтов. Источником значительных количеств магния, по-видимому, послужил массив лиственитизированных серпентинитов, расположенный в непосредственной близости от описанного разреза — на южном склоне Курайского хребта. Благодаря вертикальной климатической зональности верхние части склонов хребтов были покрыты древесной растительностью, которая и послужила поставщиком растительного вещества, содержащегося в отложениях туерькской свиты. Воды, обогащенные гумусовыми кислотами, дренируя массив серпентинитов и вмещающие его известняки, вовлекли в миграцию значительные количества магния и кальция, которые накапливались в озерном водоеме, расположенном в нижней, наиболее засушливой климатической зоне. Постоянный привнос магния и кальция в озерный бассейн и "упаривание" вод последнего способствовали повышению щелочного резерва и pH; это привело к осаждению доломита и даже магнезита вместе с терригенным материалом и растительным веществом, принесенными с окружающих хребтов.

Отложения туерькской свиты резко несогласно перекрываются отложениями кызылгирской свиты антропогена.

Котловина Больших Озер, Дзэргенская и Бэгэрская впадины

Котловина Больших Озер является самой крупной межгорной впадиной Западной Монголии. Она расположена в большой и глубокой депрессии, лежащей между хребтами Танну-Ола на севере и Монгольским Алтаем на юге, вершины которых превышают 3000 м. Поверхность Котловины Больших Озер распадается на несколько более или менее изолированных впадин, разделенных грядами мелкосопочника. Самые низкие участки их заняты крупными пресными и солеными озерами, расположенными на высоте 750 — 1300 м над уровнем моря. Главнейшие реки, питающие эти озера, берут начало в системе хребтов Хангая (реки Дзэбхан, Хунгуй и Тесь) и Монгольского Алтая (р.Кобдо). Многочисленные мелкие речки, стекающие с окружающих впадины хребтов, как правило, теряются в аллювиальных и пролювиальных отложениях.

Южнее Котловины Больших Озер между Монгольским Алтаем и хребтами Бумбукту-Хайрхан и Джаргаланту-Нуру расположена Дзэргенская впа-

дина, вытянутая с северо-запада на юго-восток, согласно с простиранием окаймляющих ее хребтов. Она протягивается на 100–125 км, ширина ее до 25 км. Эта бессточная впадина вмещает ряд мелких соленых озер. Абсолютная высота днища впадины достигает 1200 м, а окаймляющие ее горные хребты возвышаются до 3000–3500 м.

Юго-восточнее Котловины Больших Озер внутри системы хребтов Монгольского Алтая находится Бэгэрская впадина. Эта узкая, глубокая депрессия вытянута в северо-западном направлении почти на 100 км. С севера она ограничена хребтом Хан-Тайшири, с юга – хребтом Бухун-Ула с высотами более 3000 м. Центральная часть Бэгэрской впадины занята соленым озером Бэгэр-Нур, лежащим на высоте 1300 м.

В тектоническом отношении перечисленные впадины являются наложенными мезо-кайнозойскими межгорными впадинами, приуроченными к области развития ранних каледонид (Тектоника Евразии, 1966). В строении впадин выделяются два структурных этажа. Верхний этаж образуют слабо дислоцированные мезо-кайнозойские отложения, выполняющие эти впадины. Нижний структурный этаж, или фундамент, имеет довольно сложное строение и представлен интенсивно дислоцированными геосинклинальными образованиями ранних каледонид и средне-верхнепалеозойскими континентальными отложениями, выполняющими древние межгорные впадины. Характерной чертой строения ранних каледонид является существование системы глубинных разломов, которые разделяли область развития ранних каледонид на более или менее крупные блоки, представляющие собой самостоятельные структурно-фациальные зоны на протяжении всей их геологической истории. В строении ранних каледонид Западной Монголии выделяются два структурных яруса. Нижний структурный ярус сложен рифейскими метаморфическими породами: слюдяными и кордиеритовыми гнейсами, кварцитами, мраморами и разнообразными сланцами, общей мощностью более 5000 м. Верхний структурный ярус представлен породами нижнего – среднего кембрия, несогласно залегающими на отложениях нижнего структурного яруса. Кембрийские отложения отчетливо разделяются на три толщи. Нижняя толща представлена метаморфизованными спилитами, зеленокаменными порфиритами, яшмами и туфами. Выше залегает толща туфокластических пород с редкими прослоями и линзами зеленокаменных порфиритов и с рифами археоциатовых известняков. На крайнем северо-востоке Западной Монголии количество карбонатных пород в этой толще значительно увеличивается. Верхняя толща состоит из песчаников и сланцев флишоидного типа и имеет ограниченное распространение. Общая мощность отложений верхнего структурного яруса достигает 1000 м. Геосинклинальный комплекс отложений ранних каледонид прорван ультраосновными, гранитными и щелочными интрузиями, внедрение которых происходило в течение позднего кембрия – раннего ордовика. Наиболее широко развиты крупные гранитные интрузии типа батолитов (Зайцев, 1966 а, б).

На описанных образованиях ранних каледонид с резким угловым несогласием залегают континентальные отложения среднего и верхнего палеозоя, выполняющие отдельные депрессии. На тектонической карте Евразии (1966) они выделены в особый тип наложенных межгорных впадин. Среднепалеозойские впадины выполнены отложениями силура, нижнего и среднего девона. Силурийские отложения представлены толщей пестроцветных порфиритов, песчаников, известняков и кремнистых алевролитов. Девонские породы сложены песчаными глинистыми сланцами и аргиллитами, красноцветными конгломератами и песчаниками, известняками и альбитофирами. Общая мощность среднепалеозойских отложений более 3000 м. Верхнепалеозойские впадины заполнены пестроцветными континентальными образованиями девона, карбона и перми, состоящими из конгломератов, песчаников и сланцев с прослоями эффузивов кислого состава. Среди описанных отложений нередко присутствуют угленосные и соленосные образования. Общая мощность верхнепалеозойских отложений обычно не превышает 1500 м.

Отложения верхнего структурного этажа, выполняющие мезо-кайнозойские впадины, с резким угловым несогласием и глубоким разрывом перекрывают складчато-глыбовые структуры нижнего этажа. Развитие этих впадин тесным образом связано с оживлением тектонических движений по древним разломам и заложением новых разломов. Так, Котловина Больших Озер приурочена к крупной зоне опускания, расположенной между Цаган-Шибэтинским глубинным разломом на западе, Дзабханским на востоке и Толбонурским на юге. Глыбовая структура фундамента и дифференцированные движения по отдельным разломам определяют и внутреннее строение Котловины Больших Озер, разделенной серией горстовых выступов на ряд впадин – Убсунурскую, Хиргиснурскую, Хараусунурскую и Харанурскую. Образование Дзергенской и Бэгэрской впадин, расположенных в системе хребтов Монгольского Алтая, также связано с опусканием отдельных блоков, заключенных между крупными разломами. Дзергенская впадина расположена между Толбонурским и Цаган-Шибэтинским глубинными разломами, а Бэгэрская – приурочена к зоне Толбонурского разлома.

Мозаичная структура фундамента проявляется даже в этих небольших впадинах в виде мелких горстовых выступов, выводящих на дневную поверхность отложения нижних горизонтов мезо-кайнозойского осадочного покрова. Все эти впадины, как правило, имеют асимметричное строение вследствие различной глубины прогибания фундамента вдоль отдельных зон разломов. Таким образом, структура мезо-кайнозойских впадин целиком определяется дифференцированными движениями по многочисленным дизъюнктивным нарушениям. Эти движения продолжаются и в настоящее время, свидетельством чего является известное Гоби-Алтайское землетрясение в 1957 г. (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963) и землетрясение в 1966 г. В связи с движениями по разломам в мезо-кайнозойских отложениях рассматриваемых впадин образовались и пликативные дислокации – линейно вытянутые асимметричные складки с углами падения слоев на крыльях от 5–10 до 40–50° и различно наклоненные моноклинали. Подобные нарушения первичного залегания пород обычно встречаются в прибортовых частях впадин. По мере удаления от бортов происходит выполаживание слоев, а в центральных частях впадин они, по-видимому, залегают горизонтально.

В строении верхнего структурного этажа мезо-кайнозойских впадин мы выделяем два яруса, отложения которых отделяются крупным перерывом и угловым несогласием. К нижнему ярусу относятся пестроцветные отложения юры и нижнего мела. Юрские отложения представлены чередованием конгломератов, известковистых песчаников, песчано-глинистых и углисто-глинистых сланцев, общей мощностью несколько сотен метров. Они выступают по периферии межгорных впадин – вдоль южного склона хребта Хан-Хухэй, в северной части Аргалантинского поднятия, по юго-западному склону хребта Бумбукту-Хайрхан и в отдельных горстовых выступах в Дзергенской впадине. К нижнему мелу относится толща (до 1000 м) песчано-глинистых отложений, содержащих прослой грубых конгломератов. Эти отложения встречаются в юго-восточной части Бэгэрской впадины и в Дзергенской впадине.

Отсутствие верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений позволяет говорить о существовании длительного перерыва в осадконакоплении, в результате чего на нижнемеловых и более древних отложениях была сформирована кора выветривания (Девяткин, 1967а,б).

В конце палеогена произошло новое оживление тектонических движений, благодаря которым усилилась дифференциация рельефа и начали накапливаться кайнозойские отложения, слагающие верхний структурный ярус впадины, причем контуры областей осадконакопления по сравнению с предшествующим этапом несколько изменились. Описание осадков верхнего структурного яруса дается несколько подробней, так как они включают зоплейстоценовые отложения, являющиеся непосредственным объектом наших исследований.

Как уже было сказано, верхний структурный ярус молодых впадин Западной Монголии начинается олигоценовыми отложениями, которые с размывом и угловым несогласием залегают на нижнемеловых отложениях. Стратиграфия кайнозойских отложений этих впадин дается на основе работ 1965–1967 гг., проводившихся на территории Северо-Западной Монголии (Девяткин, Лискун, 1966, 1967).

В основании разреза кайнозоя по северному и южному бортам Бэгэрской впадины залегают отложения свиты Хан-Тайшири (Pg_3^{1-2}). Эта свита начинается пачкой рыхлых буроватых конгломератов (20–25 м). Обломочный материал конгломератов сильно выветрелый и имеет разнообразный состав. Выше лежит толща переслаивающихся красных песчанистых глин, светло-желтых кварцевых песков и гравийников с мелкой галькой, с прослоями и линзами ярко-белых и зеленовато-белых мергелей и известняков (50 м). Накопление описанных отложений происходило в долинах рек (пески и галечники) и в озерных водоемах (глины, мергели, известняки). Прослойки песков содержат многочисленные обломки костей крупных млекопитающих. В верхней половине свиты в красных глинах нами найдены кости *Indricotheridae* gen?, позвонки мелкого носорога (определение Е.И. Беляевой), остатки черепа с зубами и три зуба *Tsagonomys altaicus* Mat. et Grand. (определение И.С. Шевыревой).

В Дзергенской впадине и Котловине Больших Озер отложений свиты Хан-Тайшири не встречено. На восток от Бэгэрской впадины, в Долине Озер, эти отложения отмечались Ю.М. Логиновым в скважинах района оз. Бон-Цаган-Нур под красноцветными глинами среднего олигоцена. Н.А. Логачев и другие (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963) в районе оз. Орок-Нур аналогичные породы выделяли в нижней части свиты Орок-Нур палеогенового возраста. Берки и Моррис (Berkey, Morris, 1927) указывают на наличие подобных отложений в среднем течении р. Тацын-Гол, в нижней части олигоценовой формации Хсанда-Гол. Кроме Долины Озер, похожие осадки мощностью до 10 м встречены нами на южном склоне Монгольского Алтая в районе родника Хох-Усу-Худук, где они залегают на коре выветривания, развитой по палеозойским породам. Возраст свиты Хан-Тайшири определяется по стратиграфическому положению и находкам остатков цилиндродонтов. Последние не позволяют поднимать эти отложения выше среднего олигоцена. Нижний же возрастной предел точно не определен, поэтому мы датируем отложения свиты Хан-Тайшири условно нижним – средним олигоценом.

Стратиграфически выше на описанных отложениях согласно залегают осадки свиты Бэгэр (Pg_3^{2-3}), стратотипический разрез которой находится на южном борту Бэгэрской впадины у северного подножия хр. Бухун-Ула. Свита Бэгэр представлена красноцветной толщей, внутри которой снизу вверх четко выделяются четыре пачки: 1) тонкие, плотные, кирпично-красные глины с редкими известковистыми конкрециями (15 м); 2) буровато-красные глины и глинистые алевроиты с прослоями мелких косослоистых галечников, преимущественно кварцевого состава (35 м); 3) оскольчатые плотные однородные красные глины с налетами окислов марганца по трещинам; местами наблюдаются маломощные прослойки, обогащенные песком и галькой (20 м); 4) темно-красные "мусорные" глины с невыдержанными прослоями песков и галечника, нередко сцементированного в плотные конгломераты (30 м). Общая мощность отложений свиты Бэгэр достигает 100 м. В описываемом обнажении в нижней половине свиты в 1965 г. сотрудниками Монголо-Польской палеонтологической экспедиции был найден почти полный череп цилиндродонта *Tsagonomys altaicus* Mat. et Grand. Из этих же отложений известны отдельные кости *Lagomorpha* и *Insectivora*.

Аналогичные отложения описаны нами в основании кайнозоя в разрезе Алтан-Тээли Дзергенской впадины, где они залегают на породах нижнего

мела, представлены красноцветными глинами и имеют небольшую мощность (20 м).

В котловине Больших Озер отложения свиты Бэгэр пока не обнаружены. На восток от Бэгэрской впадины вдоль подножия Монгольского Алтая описываемые отложения имеют широкое распространение. У северных подножий горных массивов Ихэ-Богдо и Бого-Богдо эти отложения Н.А. Логачев, С.Д. Хилько, Н.А. Флоренсов и М.А. Солоненко (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963) отнесли к верхней части свиты Орок-Нур, а Берки и Моррис (Berkey, Morris, 1927) выделили их в верхнюю часть формации Хсанда-Гол. Такие же отложения широко распространены и на южном склоне Монгольского Алтая, в районе Захой-сомона, у подножия горы Хатон-Хайрхан-Ула и у родника Хох-Усу-Худук. Основная часть осадков свиты Бэгэр представлена пролювиальными отложениями, но немалую роль играют и озерные образования, накапливавшиеся во временных, мелководных бассейнах. В Долине Озер американскими и советскими геологами были собраны остатки скелетов млекопитающих – хищников, парно- и непарнокопытных, насекомоядных и грызунов – очень сходные с индрикотериевой (средний – верхний олигоцен) фауной из третичных отложений Тургайского пролива.

С размывом и угловым несогласием на красноцветных отложениях среднего – верхнего олигоцена свиты Бэгэр залегают отложения свиты Ошин ($N_1 - N_2^1$). Стратотип этой свиты описан в восточной части Дзергенской

впадины в разрезах гряды Ошин-Боро-Удзюр-Ула. Нижняя часть свиты сложена пачкой песков – разнозернистых, желтовато-серых, горизонтально- и косо-слоистых, слабо уплотненных, сильнослудистых, полимиктовых. В песках нередко наблюдаются песчано-карбонатные конкреции разнообразной формы и размеров, залегающие согласно слоистости пород. Очень часто внутри таких конкреций содержатся костные остатки крупных млекопитающих. Верхняя часть свиты Ошин сложена более тонкими породами. Основная масса пород представлена песчанистыми алевролитами и глинами, но и здесь присутствуют прослои песков и даже гравия. Алевроито-глинистая пачка обогащена мергелистыми конкрециями, а прослои гравия и песков в ней часто плотно сцементированы карбонатом.

В Бэгэрской впадине в составе свиты Ошин преобладают песчаные и гравийные отложения, для которых также характерно присутствие конкреций с обломками костей млекопитающих.

В Котловине Больших Озер свита Ошин сложена красновато-желтыми и зеленовато-серыми глинами с линзами мергелей, переслаивающимися с серыми и бурыми песками и алевролитами. Наибольшая мощность отложений этой свиты достигает 150 м. Генетически это аллювиальные и аллювиально-озерные образования.

В отложениях свиты Ошин в 1949 г. Палеонтологической экспедицией АН СССР был собран большой фаунистический материал. Нами в 1965 г. сделаны дополнительные сборы остатков фауны млекопитающих. Фаунистические остатки, собранные И.П. Рачковским в Дзергенской впадине (местонахождение Оши) обработаны Е.Н. Беляевой (1937). Она указывает на наличие здесь следующих форм: *Hipparion cf. richthofeni* Koc., *Iranotherium* sp., *Sinootherium* sp.(?), *Simotherium* sp., *Giraffida* sp. indet., *Gazella cf. paotehensis* T. Chardin et Joung., *Antilopa* sp. indet., *Camelus* sp., *Mastodon* (два вида), *Castor* sp., *Canidae* gen. sp. indet.

В Бэгэрской впадине из аллювиальных песков свиты Ошин Л.И. Алексеевой (1959) определен мастодонт *Serridentinus gobiensis* Osb. et Grand. Из наших сборов Л.И. Алексеевой, Е.И. Беляевой, А.Я. Годиной, Е.Л. Дмитриевой и В.И. Жегалло определены: из местонахождения Бэгэр – обломки корневой части зуба *Mastodontidae* gen.? и неполный череп носорога *Begertherium borissaki* Bel. sp.nov., из местонахождения Оши – обломки черепов, нижних челюстей, зубов и костей скелета *Chilotherium* sp., нижняя челюсть *Hippari-*

on cf. *sefvei* Zhegallo, премоляр гиппариона типа павлодарского *H. longipes*, метоподий *Palaeotragus* sp. (павлодарского типа), нижняя челюсть хищника *Crocota* sp. (крупная форма), многочисленные остатки Bovidae и четыре коренных зуба мастодонта из группы бугорчатоzubых - *Platybelodon belajeva* Alexeeva sp. nov. Приведенные формы ископаемой фауны позволяют датировать свиту Ошин в пределах миоплиоцена.

На восток от Бэгерской впадины, в Долине Озер, литологически аналогичные отложения Берки и Моррис (Berkey, Morris, 1927) выделили в формацию Ло.

Отложения свиты Ошин с размывом и угловым несогласием перекрываются вышележащими образованиями среднего - верхнего плиоцена, которым посвящен следующий раздел работы.

СТРАТИГРАФИЯ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Расчленение антропогеновых отложений приводится по стратиграфической схеме, предложенной В.И. Громовым, И.И. Красновым, К.В. Никифоровой и Е.В. Шашером (1961). Сопоставление этой схемы со схемой, принятой Межведомственным стратиграфическим комитетом, дается в табл. 4.

К эоплейстоценовым отложениям изученных впадин относится мощная серия континентальных образований, обычно несогласно залегающих на отложениях неогена и с размывом перекрывающихся отложениями рисского яруса плейстоцена.

Сопоставление эоплейстоценовых отложений отдельных впадин приведено в табл. 5 и на рис. 3 (см. 'вкладку').

Таблица 4

Стратиграфические подразделения неогеновой и антропогеновой систем

Система	Схема, принятая М. С.К.			Система	Схема В. И. Громова и др. (1961, 1965)		
	Отдел и подотдел		Ярус		Отдел	Ярус	
Четвертичная	Голоцен		Общепринятого деления на ярусы нет	Антропогеновая	Голоцен		
	Плейстоцен	Верхний			Плейстоцен	Вюрмский	
		Средний				Рисский	
		Нижний					
Неогеновая	Плиоцен	Верхний	Апшерон	Эоплейстоцен	Миндельский		
			Акчагыл		Понцский		
		Средний	Куяльник		Виллафранкский		
			Киммерий				
			Неогеновая	Плиоцен			

Схема сопоставления эоплейстоценовых отложений изученных впадин

Система	Отдел	Ярус	Зайсанская впадина (по В.М.Мацую, 19666)	Чуйская впадина (по Е.В.Девяткину, 1965)	Впадины Западной Монголии (по Е.В.Девяткину, И.Г.Лискун, 1967)*
Антропогеновая	Эоплейстоцен	Миндель- ский	Солоновская свита	Вашкауская свита	Свита Гошу
		Гюнцский	Вторушкнская свита	Бекенская свита	Свита Алтан-Тээли - Хиргис-Нур
		Виллафранкский		Кызылгирская свита	

* В последние годы по новым фаунистическим данным проведена детализация стратиграфии рассматриваемых отложений Монголии, что впрочем не меняет их стратиграфического положения между образованиями миоплиоцена и среднего плейстоцена.

Зайсанская впадина

Стратиграфия антропогеновых отложений Зайсанской впадины до настоящего времени разработана довольно плохо. Это объясняется прежде всего почти полным отсутствием органических остатков в них, а также резкой фациальной изменчивостью пород. Поэтому стратиграфическое расчленение четвертичных отложений в Зайсанской впадине проводится на основе геоморфологических методов, литолого-формационного анализа и сопоставления с аналогичными образованиями других районов Северо-Восточного Казахстана и Рудного Алтая. Первые попытки создания стратиграфической схемы антропогеновых отложений этих районов были сделаны Ю.П. Селиверстовым (1961, стр. 116), который считает, что "основными вопросами геологии молодых толщ Алтая являются: установление границы между антропогеном и неогеном, корреляция осадков ледниковых и внеледниковых областей и дальнейшая их параллелизация с аналогичными образованиями Западной Сибири, Казахстана и Северо-Западного Китая". Далее он отмечает, что вопрос о границе между антропогеном и неогеном для Северо-Восточного Казахстана и Алтая можно считать решенным односторонне, так как почти все исследователи на основании геологических и палеонтологических данных проводят ее непосредственно над отложениями павлодарской и соответствующих ей свит. Ю.П. Селиверстов выделяет нижне-, средне-, верхнечетвертичные и современные образования и разделяет их на ряд горизонтов. К нижнечетвертичным он относит карабулакскую свиту и верхнегобийские конгломераты.

И.С. Чумаков (1965) в работе по кайнозой Рудного Алтая проводит сопоставление разработанной им стратиграфической схемы со схемами других

районов Алтая и Казахстана, в частности Зайсанской впадины. Проанализированный им материал, по его мнению, "не дает каких-либо оснований для отнесения верхнего плиоцена рассматриваемой территории к антропогену (эоплейстоцену). Верхнеплиоценовые (нижнеэоплейстоценовые. - И.Л.) отложения в Казахстане изучены еще недостаточно полно и слабо охарактеризованы ископаемой фауной" (Чумаков, 1965, стр. 79). Поэтому И.С. Чумаков считает, что принятие новой стратиграфической схемы антропогена для Казахстана пока преждевременно. Таким образом, вопрос о нижней границе антропогена для территории Алтая, по мнению И.С. Чумакова, остается открытым.

Б.А. Борисов (1964) подразделяет четвертичные отложения Зайсанской впадины на шесть толщ: нижне-среднечетвертичную, среднечетвертичную, средне-верхнечетвертичную, верхнечетвертичную, верхнечетвертичную - современную и современную. Отложения карабулакской свиты, отнесенные Ю.П. Селиверстовым к антропогену, согласно Б.А. Борисову попадают в неоген.

В основу стратиграфического расчленения четвертичных отложений Северо-Восточного Казахстана (в том числе Зайсанской впадины) В.М. Мацуем (1966б) положен формационно-палеогеографический метод, а возрастная датировка выделенных толщ обосновывается ископаемой фауной млекопитающих. В.М. Мацуй (совместно с Ю.Г. Цеховским и В.С. Ерофеевым), применяя схему В.И. Громова и др. (1965), расчленяет антропогеновые отложения на ряд комплексов. Нижний - усть-убинский комплекс выделен по долине р.Иртыш против устья р.Убы у горы Острая Сопка. Входящие в этот комплекс отложения, по данным В.М. Мацуя, имеют черты перехода от неогеновых красноцветов к сероцветным и палевым образованиям плейстоцена и содержат реликты неогеновой фауны. Усть-убинский комплекс он подразделяет на основании фауны млекопитающих на вторушкинскую и солоновскую свиты. Усть-убинские отложения перекрываются образованиями красноярского комплекса. Стратипические разрезы этих отложений расположены в долине р.Иртыш.

В данной работе мы придерживаемся стратиграфической схемы В.М. Мацуя¹ и считаем, что в Зайсанской впадине к эоплейстоцену относятся отложения вторушкинской и солоновской свит.

Вторушкинская свита

В Зайсанской впадине отложения, относящиеся теперь к вторушкинской свите, были выделены Д.В. Дробышевым в 1943 г. Впоследствии К.В. Курдюков и М.М. Смеловская (1954) назвали эти отложения верхнетарбагатайской свитой и предположительно датировали их средним плиоценом. В 1956 г. В.К. Василенко при изучении разреза Даировской опорной скважины Зайсанской впадины толщу песчаных глин, лежащую выше калмакпайских красных глин, описал под названием карабулакской свиты верхнеплиоценового возраста. Б.А. Борисов (1963), оставляя название карабулакской свиты, несколько изменил ее возраст на основании находок фауны млекопитающих и считал, что накопление отложений карабулакской свиты происходило в течение среднего - верхнего плиоцена. В.С. Ерофеев (1966, 1969) предложил заменить название карабулакской свиты на вторушкинскую, так как карабулакская свита уже употребляется для обозначения нижнекарбоновых отложений Мугоджар.

Вторушкинская свита верхнеплиоценового возраста была выделена И.С. Чумаковым в 1957 г. Стратотипический разрез ее описан в Зырянском районе в долине р.Вторушки. Отложения вторушкинской свиты охарактеризованы многочисленными находками малакофауны, остракод и мелкими позвоночными (грызунами). Остатки раковин наземных и пресноводных моллюсков и остракод, найденные в отложениях этой свиты, имеют широкий стратиграфический диапа-

¹ Эта схема получила более полное обоснование и дальнейшее развитие в недавно опубликованной монографии по кайнозою Казахского Прииртышья (Мацуй и др., 1973).

зон и поэтому играют небольшую роль в определении возраста отложений. Однако эти находки имеют немаловажное значение для восстановления условий накопления осадков. Геологический возраст вторушкинской свиты устанавливается в основном по остаткам грызунов, определение которых было проведено М. Кретцом. Как пишет И.С. Чумаков, "несмотря на некоторую условность определений, в целом вся фауна, видимо, соответствует виллафранку Западной Европы" (1965, стр. 65) и позволяет датировать включающие ее отложения верхним плиоценом (по принятой нами схеме нижним - средним эоплейстоценом).

Отложения вторушкинской свиты широко распространены по всей Зайсанской впадине. Однако естественные обнажения ее известны только в Южном Призайсанье, где отложения свиты образуют ряд выходов в прибортовой части впадины, у подножия хребтов Сайкан и Манрак. В Северном Призайсанье и в центральной части впадины эти отложения вскрыты скважинами. Нужно сказать, что только скважинами вскрываются полные разрезы свиты, а обнажения Южного Призайсанья дают возможность судить лишь о строении какой-то части ее. Наиболее полный разрез (см. рис. 19) вторушкинской свиты наблюдается по правому берегу р. Калмакпай. Здесь обнажается мощная толща кайнозойских отложений, которые образуют моноклинал с крутым падением вблизи гор и постепенным выполаживанием слоев в сторону впадины. В этом обнажении (обн. 8) на отложениях павлодарской свиты (контакт задернован) залегают (снизу вверх):

Мощность, м

1. Глина карбонатная, песчанистая, коричневато-бурая, неслоистая, оскольчатая, плотная, с многочисленными налетами по трещинам окислов марганца видимая 6,5
2. Щебнисто-галечные отложения, полимиктовые, неясно слоистые, с песчано-глинистым заполнителем. Размер обломков 5-6 см. Нижняя часть сцементирована карбонатом в плотную конгломерато-брекчию 8,0
3. Глина песчанистая, плотная, неслоистая, с примесью гравия и мелкой гальки, с отдельными сильно карбонатизированными прослоями. Цвет желтовато-бурый, в карбонатных прослоях белесовато-розовый 25,0
4. Щебнисто-галечные отложения, нижняя часть сцементирована в конгломерато-брекчию. Заполнитель гравийно-песчанистый с обилием глинистых частиц, буровато-коричневого цвета 3,0
5. Глина песчанистая, карбонатная, неслоистая, плотная, красновато-бурая, с редкими мелкими кристаллами гипса. Встречаются линзы конгломератов и алевролитистых песчаников, содержащих остатки скелетов млекопитающих и птиц 25,0
6. Конгломерат полимиктовый, мелкогалечный, горизонтально-слоистый, плотно сцементирован песчано-глинисто-карбонатным цементом 1,5
7. Глина коричневато-бурая, неслоистая, плотная, карбонатная, разбита трещинами на неправильные остроугольные обломки; по трещинам черные налеты марганца, в пустотах кристаллы гипса 8,0
8. Конгломерато-брекчия мелкообломочная, самые крупные обломки имеют размеры 6-7 см. Основная масса обломков - серые крупнозернистые граниты и основные эффузивы. Некоторые обломки сильно выветрелые. Слоистости не наблюдается. Вверх конгломерато-брекчия сменяется грубозернистым полимиктовым песком с четко выраженной кривой слоистостью 5,0

9. Глина плотная, песчанистая, бурая, с редкими прожилками карбоната и налетами марганца, изредка встречаются кристаллы гипса 7,5
10. Песок грубозернистый, горизонтальнослоистый, с прослоями и примесью гравия и гальки. Обломочный материал полимиктовый, плохо окатан, длинные оси обломков лежат согласно слоистости породы. Верхняя часть слоя представлена хорошо отсортированным грубозернистым серым песком 4,5
11. Глина песчано-алевритистая, желтовато-коричневая, горизонтальнослоистая, с линзочками серого песка и многочисленными прожилками кальцита 2,0
12. Глина алевритистая, с редкими песчаными зернами, красновато-бурая, неяснослоистая, карбонатная 2,0
13. Алеврит песчанистый, серовато-желтый, рыхлый, с отдельными уплотнениями, комочками, неслоистый, сильноплоистый. 0,75
14. Глина бурая, песчанистая, неясногоризонтальнослоистая, плотная, сильнокарбонатная, с редкими дендритами марганца 0,9
15. Песок, переходящий вверх в галечник; обломочный материал состоит из различных гранитов, порфиринов и эффузивов. Основная масса галек окатана плохо, но встречаются и очень хорошо окатанные. Цвет галечника серый, заполнитель розовато-серый песчано-карбонатный, местами галечник скреплен в плотный конгломерат. Нижняя часть галек нередко покрыта тонкой карбонатной корочкой 0,8
16. Глина коричневатая-бурая, массивная, неслоистая, сильнокарбонатная, рассечена многочисленными маломощными карбонатными прожилками 8,0
17. Песок глинистый, тонкослоистый, сильнокарбонатный, желтовато-бурый, довольно рыхлый, с тремя прослоями галечника мощностью до 15 см 2,5
18. Галечник желто-серый, с песчано-гравийным карбонатным заполнителем. Состав гальки: граниты, диориты, порфириды. Залегает на предыдущем слое с размывом 8,0

Приведенный разрез характеризует отложения вторушкинской свиты в при- бортовой части впадины, в непосредственной близости от хребта Саур. Это самое полное (мощностью 110,95 м) обнажение данной свиты в Южном Призайсанье и единственное обнажение вторушкинской свиты, где обнаружено крупное местонахождение остатков млекопитающих (список видов см. стр.46).

Аналогичное строение отложения вторушкинской свиты имеют в долине р. Чет-Ласты, у подножия горы Арганаты. В обнажении по левому берегу р. Чет-Ласты (см. рис. 20) свита имеет мощность 33,7 м и состоит из грубогоризонтальнослоистых пачек обломочных пород разного гранулометрического состава (снизу вверх):

Мощность, м

1. Глина буровато-красная, с неправильными белесоватыми участками, плотная, оскольчатая, с дендритами марганца и глазками карбоната. В центральной части прослой галечника (1,5 м), прочно сцементированного карбонатом. Цвет галечника серовато-бурый, состав полимиктовый . . . 7,5

2. Глина бурая, однородная, карбонатная, со слабо заметной горизонтальной слоистостью. Много налетов окислов марганца	2,2
3. Глина красновато-коричневая, с обилием по трещинам дендритов марганца	1,8
4. Глина бурая, неслоистая, карбонатная, с зеленовато-серыми пятнами неправильной формы и карбонатными конкрециями	2,1
5. Глина серовато-коричневая, с осветленными карбонатными пятнами, с обилием чешуек слюды, неясногоризонтально-слоистая	3,8
6. Глина красновато-бурая, карбонатная, тонкая, плотная, оскольчатая, рассыпается на мелкие кусочки. В центральной части прослой (15 см) сильнокарбонатной белесовато-коричневой глины	1,6
7. Глина красновато-коричневая, песчанистая, карбонатная, неясногоризонтальнослоистая, с точечными налетами окислов марганца и мельчайшими нитевидными прожилками карбоната	3,5
8. Глина коричневатая-бурая, песчанистая, с примесью гравия, плотная, карбонатная, горизонтальнослоистая, нередко в отвесных стенках образует столбчатую отдельность; содержит два прослоя сильно карбонатизированной осветленной глины мощностью по 25 см	2,2
9. Переслаивание щебнисто-галечных розовато-серых отложений, грубозернистых бурых песчаников и желтовато-коричневых тонкогоризонтальнослоистых песчаников. В грубозернистых песчаниках хорошо видна косая слоистость. Верхняя часть пачки сложена рыхлым галечником, состоящим из хорошо окатанного обломочного материала, представленного гранитами, эффузивами, кварцем и кремнями	7,5
10. Глина буровато-коричневая, песчанистая, карбонатная, с глазками и прожилками карбоната, неслоистая, плотная, оскольчатая	6,0
11. Галечник горизонтальнослоистый, полимиктовый. Размеры галек 5-10 см, самые крупные до 20 см. Гальки хорошо окатаны. Нижняя часть (2 м) галечника цементирована карбонатным цементом в плотный конгломерат	5,0
12. По неровной поверхности ложится пачка песчанисто-алевритовых отложений палевого цвета, с примесью гравия и галечника	3,0

По всей толще вторушкинской свиты среди крупного обломочного материала встречаются слабыветрелые ожелезненные гальки. При общем полимиктовом составе их в этом разрезе значительная роль принадлежит гранитам. Размер наиболее крупных обломков не превышает 20 см. Породы плохо отсортированы. Описанные два разреза наиболее типичны для Южного Призайсая.

В центральной части Зайсанской впадины опорной скважиной отложения вторушкинской свиты вскрыты на полную мощность в интервале 40 - 228 м. В.К. Василенко, описывая эту скважину, выделил внутри вторушкинской (карабулакской) свиты две толши: нижнюю - желто-бурую, мощностью 130 м, и верхнюю - зеленовато-желтую, мощностью 58 м.

Нами в центральной части впадины изучен разрез свиты в низовьях р.Кус-то (обн. 23) и в скв. 192, пробуренной на берегу оз.Зайсан у пос. Новостройка (Тополев мыс).

По левому берегу р. Кусто (см. рис. 26) в склоне долины обнажаются палеоген-неогеновые отложения, моноκлиналъно падающие в сторону впадины. Породы вторушкинской свиты, слагающие верхнюю часть разреза и обнажающиеся уже на значительном расстоянии от гор, имеют падение не более 3-5°. Они ложатся на глины павлодарской свиты согласно, с постепенным переходом. Четкой границы между свитами в разрезе установить не удастся, так как они сложены литологически близкими отложениями. Осадки вторушкинской свиты отличаются лишь несколько более грубым составом и более светлой окраской. Они представлены следующими породами (снизу вверх):

Мошность, м

- | | |
|--|------|
| 1. Глина желто-бурая, плотная, тонкогоризонтальнослоистая, карбонатная, с прослоями мергелей. Встречаются дендриты марганца | 10,0 |
| 2. Песок серый, гравийный, полимиктовый, с прослоями глинистого алевроита, с примесью песчаных и гравийных зарей | 2,0 |
| 3. Глина желто-бурая, карбонатная, горизонтальнослоистая, оскольчатая, с налетами окислов марганца по трещинам. Содержит прослой горизонтальнослоистого разнозернистого глинистого песка серовато-бурого цвета | 4,0 |
| 4. Глина красно-бурая, карбонатная, горизонтальнослоистая, плотная, с отдельными гнездами гипса диаметром до 1 см | 6,5 |
| 5. Песок коричневатого-серый, глинистый, карбонатный, неслоистый, с окислами марганца и гипсом | 1,5 |
| 6. Глина коричневатого-серая, комковатая, карбонатная, с обилием окислов марганца | 5,0 |
| 7. Глина коричневатого-бурая, песчанистая, с гравием, карбонатная, с белыми мергелистыми участками | 5,0 |
| 8. Песок желтоватого-серый, алевроитистый, карбонатный . . . | 4,5 |
| 9. Глина розоватого-серая, сильнокарбонатная, плотная, неслоистая, с прослоями мергелей | 5,0 |

Выше по разрезу, ближе к центру впадины, красно-бурые глины вторушкинской свиты уходят под более молодые гравийно-галечные отложения антропогена. На самом берегу оз. Зайсан скв. 192 в интервале 7-80 м пройден следующий разрез отложений вторушкинской свиты:

- | | |
|---------------|--|
| 7,0 - 15,0 м. | Алеврит песчанистый, слоистый, желтоватого-бурый, с прослоями галечников. |
| 15,0 - 20,0 " | Глина алевроитистая, желтоватого-бурая, оскольчатая, плотная, карбонатная. |
| 20,0 - 31,0 " | Алеврит глинистый, сильнослоистый, карбонатный, буроватого-коричневый. |
| 31,0 - 37,0 " | Глина тонкая, желтоватого-серая, карбонатная. |
| 37,0 - 53,0 " | Песчаник глинистый, с галькой и гравием, неслоистый, цемент карбонатный. |
| 53,0 - 66,0 " | Глина алевроитистая, желтоватого-серая, оскольчатая, карбонатная. |
| 66,0 - 80,0 " | Песок алевроитовый, сероватого-желтый. |

Начиная с 80 м и глубже скважиной вскрыты тонкие красноватого-бурые глины павлодарской свиты.

Вторушкинская свита центральной части впадины, как видно по двум описанным выше разрезам, представлена осадками значительно более тонкими, чем в прибортовой части, и состоит в основном из песчанистых глин с редкими прослоями мергелей и галечников.

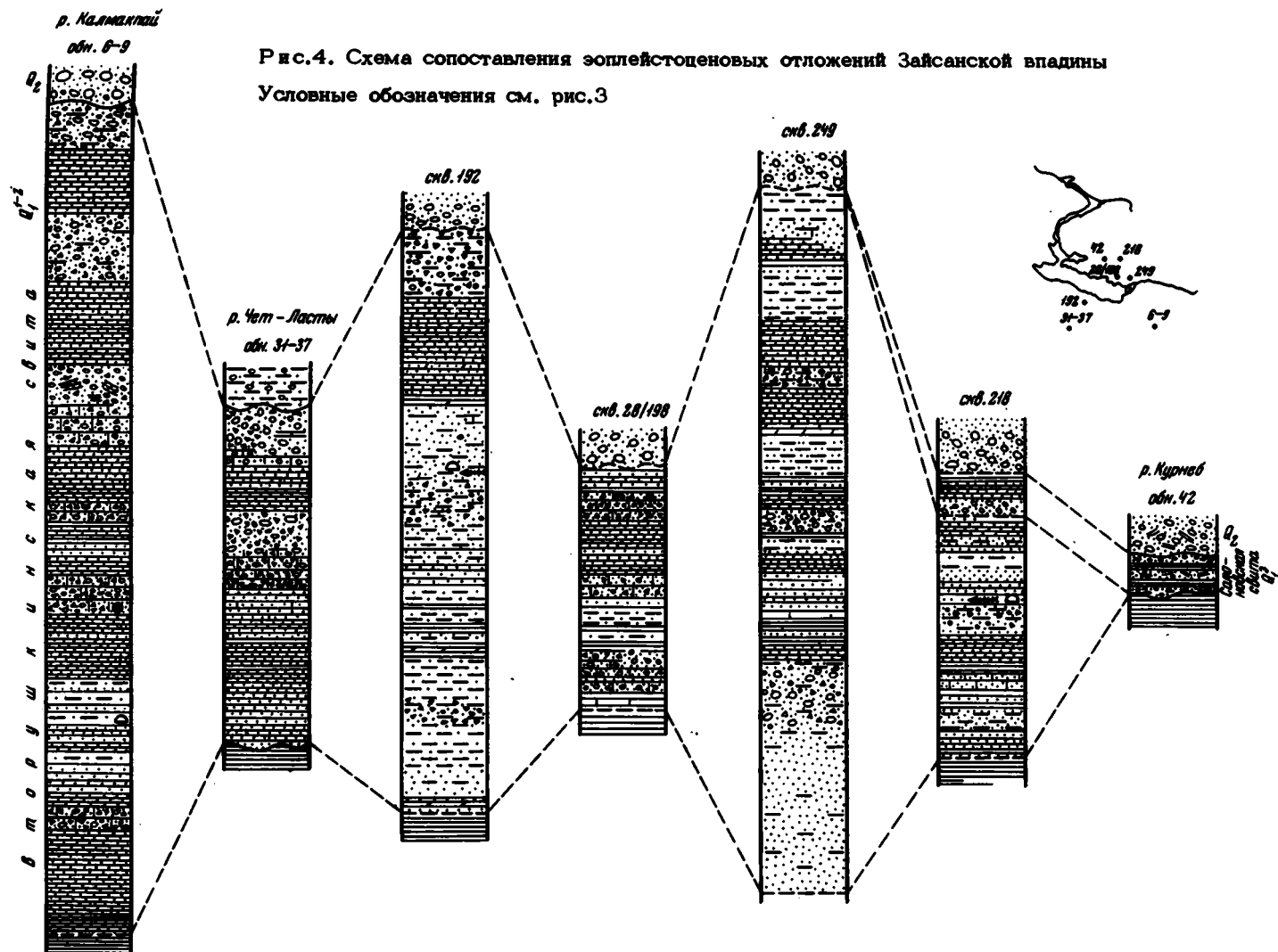
В Северном Призайсанье вторушкинская свита изучена по керну ряда скважин. Наиболее полные разрезы вторушкинской свиты вскрыты скважинами 28/198 и 249, расположенными в южной части Северного Призайсанья. Сква. 28/198 находится в 5 км северо-восточнее пос. Аммонат. Отложения вторушкинской свиты пройдены скважиной в интервале 24,0 – 58,0 м (мощность 34,0 м). Они представлены желто-бурой песчанистой карбонатной глиной, переслаивающейся с разнозернистыми песчаниками с галькой, прочно сцементированными карбонатно-глинистым материалом. Нередко в разрезе свиты встречаются прослои мелкозернистого конгломерата с хорошо окатанными гальками. Эти отложения подстилаются тонкими однородными глинами, которые условно отнесены к павлодарской свите, и перекрываются песчано-галечными серыми, хорошо промытыми отложениями среднечетвертичного возраста.

Более мощная толща вторушкинской свиты вскрыта скв. 249, расположенной северо-западнее пос. Буран; вторушкинские отложения пройдены этой скважиной в интервале 7,5 – 96,0 м. Приводим разрез по скв. 249.

- | | |
|---------------|---|
| 7,5 – 59,5 м. | Переслаивание алевритистого песка (с примесью гравийных частиц) с песчанистой глиной. Цвет пород бурый. Отложения сильнокарбонатные. Начиная с 30 м наблюдаются прослои мергеля мощностью до 0,5 м. |
| 59,5 – 68,0 " | Глина алевритистая, с редкими песчаными прослоями. |
| 68,0 – 73,5 " | Галечник с песчано-гравийным заполнителем. |
| 73,5 – 88,5 " | Песок крупнозернистый, буровато-коричневый. |
| 88,5 – 96,0 " | Скважина остановлена на глубине 96 м в плавунках (песках), которые, вероятно, залегают на водоупорном слое глин павлодарской свиты. |

У подножия Южного Алтая отложения вторушкинской свиты описаны по скв. 218, расположенной в 13 км на запад от пос. Такыр. Они вскрываются в интервале 47,0 – 78,0 м. Эта 30-метровая толща представлена переслаиванием желтовато-бурых карбонатных глин с мелкозернистыми глинистыми песками и галечниками с желто-бурой глиной в заполнителе. Они подстилаются оскольчатыми красно-бурыми глинами павлодарской свиты.

В разрезах, приведенных по всем трем районам Зайсанской впадины (Южное Призайсанье, центральная часть впадины и Северное Призайсанье), отложения вторушкинской свиты представлены чередованием пачек песчанистых глин, песков, гравийников, реже галечников и конгломератов (рис. 4). В пределах Южного Призайсанья отчетливо наблюдается изменение характера отложений от центра к бортам впадины. В то время как у борта впадины, вблизи гор, наряду с песчанистыми глинами в составе отложений существенную роль играют пески и щебнисто-галечные образования, в центральной части впадины это преимущественно песчанистые глины, изредка с прослоями мергелей. Отложения вторушкинской свиты обычно согласно ложатся на подстилающие их глины павлодарской свиты, и лишь в прибортовых частях впадины наблюдается перерыв в осадконакоплении – размыв кровли павлодарских глин и вложение в них пород вторушкинской свиты (рис. 5). Согласно залегание пород павлодарской и вторушкинской свит, красновато-бурая окраска слагающих их пород затрудняют расчленение. Все исследователи отмечают более грубый состав отложений верхней красноцветной толщи (вторушкинской свиты) и их несколько менее интенсивную красную окраску. Эти признаки служат единственными критериями для распознавания отложений в обнажениях и кернах. Однако они не являются универсальными, так как нельзя не учитывать возможности присутствия грубых пачек в павлодарской свите в прибортовых частях впадины и тонких мергелистых прослоев во вторушкинской свите в центральной части впадины. Поэтому расчленение толщи красноцветных отложений проводится до некоторой степени условно.



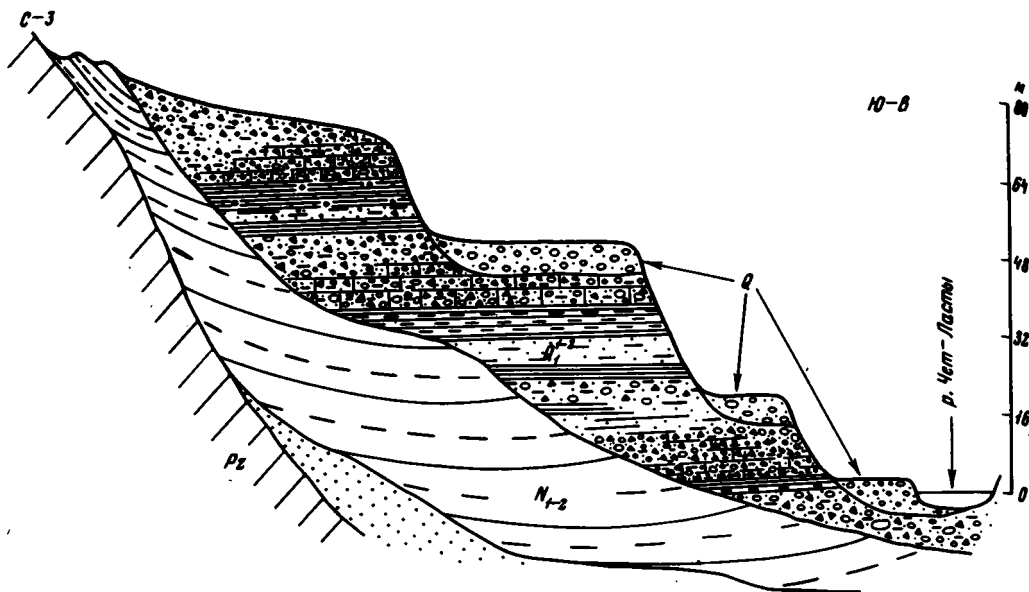


Рис. 5. Соотношение павлодарской (N_{1-2}) и вторушкинской (Q_1^{1-2}) свит у подножия хр. Арганаты

Условные обозначения см. рис. 3

Первые находки ископаемой фауны из отложений вторушкинской свиты в пределах Зайсанской впадины были сделаны Б.А. Борисовым (1963) в разрезе по р. Калмакпай. Среди собранных Б.А. Борисовым костных остатков крупных млекопитающих, по мнению В.Е. Гаррута, присутствовали обломки зуба слона и нижняя челюсть гиппариона. Такое сочетание ископаемых форм позволило В.Е. Гарруту считать возраст осадков, включающих эти остатки, средним-верхним плиоценом¹. В 1961 г. в местонахождении на р. Калмакпай А.К. Рождественским были найдены челюсти носорогов, черепа хищников, остатки костей скелета газелей и других млекопитающих. В 1963 и 1964 гг. небольшая коллекция была собрана нами. Крупные раскопки описываемого местонахождения проведены экспедицией Палеонтологического института АН СССР в 1964 и 1966 гг. Участники экспедиции собрали богатый костный материал, результаты изучения которого заставляют несколько изменить возраст вмещающих отложений. В заключении по определению остатков фауны, любезно предоставленном нам В.И. Жегалло, указывается, что скопление их возникло в результате массовой одновременной гибели животных. Дальность переноса остатков от места гибели, по-видимому, была невелика, так как многие кости сохранились в естественном сочленении, и повреждены обычно только тяжелые кости. В настоящее время среди остатков фауны калмакпайского местонахождения известны представители следующих родов: *Crocota*, *Ictitherium*, *Martes*, *Vormela*, *Machairodus*, *Chilotherium*, *Hipparion*, *Sinotherium*, *Palaeotragus*, *Tragocerus*, *Gazella*. Кроме млекопитающих, здесь найдены рептилии и птицы. Как указывает В.И. Жегалло (1966а,б), среди остатков фауны Калмакпая присутствуют формы, позволяющие говорить о их сравнительно молодом геологическом возрасте. Так, все хищники характеризуются чертами высокой специализации, а гиппарионы представлены прогрессивной формой и ближе всего

¹ Согласно принятой в работе схеме — нижним — средним эоплейстоценом.

стоят к *Hipparion houfense*, известному из отложений среднего плиоцена (согласно принятой в работе схеме – нижнего эоплейстоцена) Китая. Предварительное изучение хищников, газелей и гиппарионов позволило В.И. Жегалло считать возраст отложений среднеплиоценовым (согласно принятой в работе схеме – нижнеэоплейстоценовым), а присутствующие здесь остатки *Sinothetium* и *Chilotherium* не противоречат этому определению.

Необходимо отметить, что палеонтологические остатки захоронены в нижней части разреза вторушкинской свиты; это позволяет предположительно говорить о возможном ранне-среднеэоплейстоценовом возрасте всей свиты. В пределах Зайсанской впадины пока больше не известно палеонтологических остатков из отложений этой свиты, если не считать единичных находок костей рыб, створок остракод, крышечек битиний и оогоний харовых водорослей. Все они не играют никакой роли в определении возраста, но до некоторой степени характеризуют условия накопления осадков. Описывая верхнюю "буроцветную толщу" по схеме В.С. Ерофеева (1969) и В.М. Мацуя (1966) под названием вторушкинской свиты, мы должны отметить, что возрастной объем свиты в пределах Зайсанской впадины, вероятно, шире, чем объем стратотипа, описанного на Рудном Алтае (Чумаков, 1965).

Солоновская свита

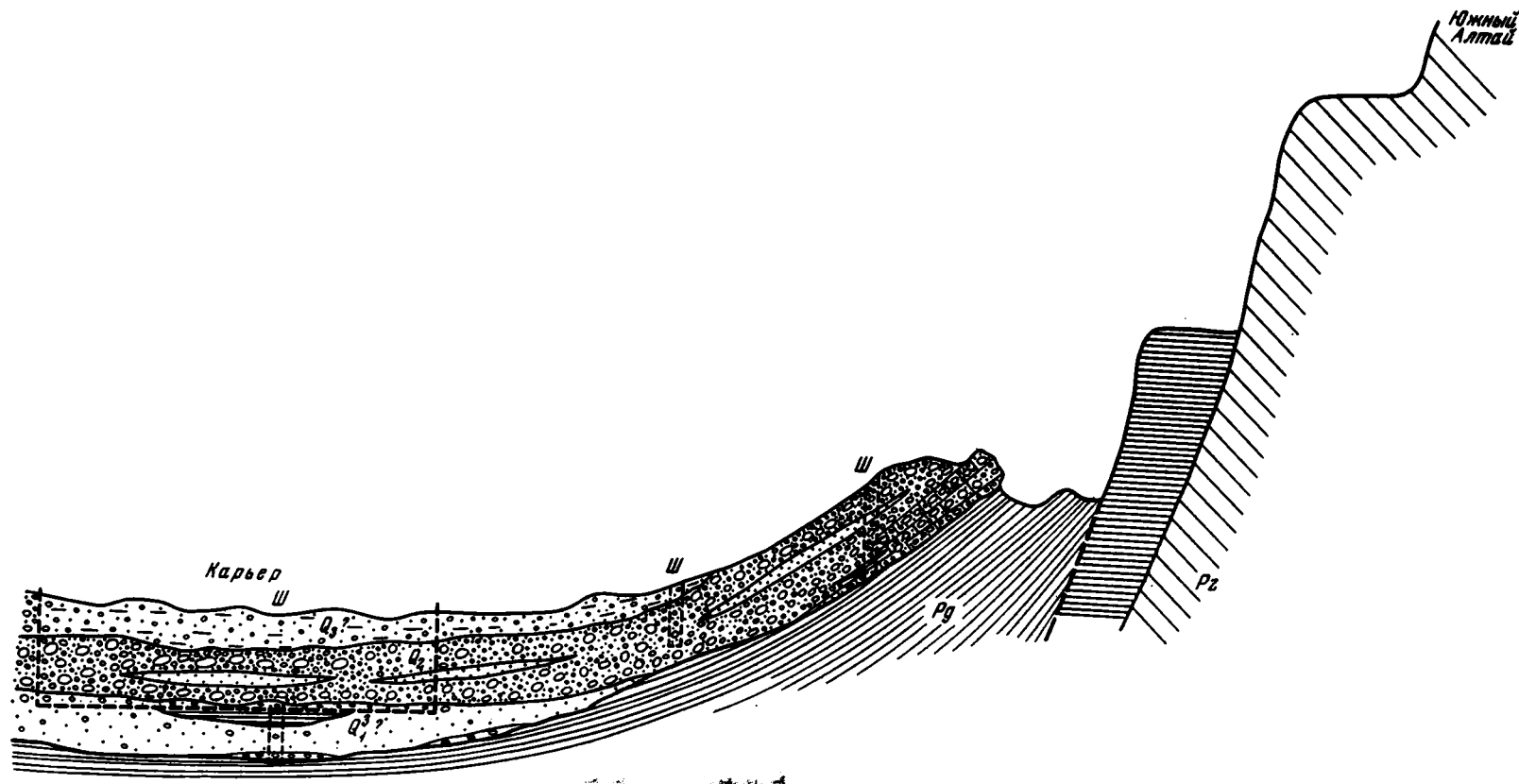
Несколько сложнее в Зайсанской впадине обстоит вопрос об отложениях солоновской свиты верхнего эоплейстоцена. С давних пор к отложениям этого возраста относились верхнеобийские конгломераты – грубообломочные образования небольшой мощности (в пределах первого десятка метров), сцементированные карбонатом в прочный конгломерат (см. рис. 30, б, в). Многочисленными исследованиями в последнее время (Ерофеев, 1969; Лискун, 1965б, 1967; Мацуй, Моськина, 1965; Чумаков, 1965) установлено, что такие конгломераты могут образовываться при определенных условиях в отложениях весьма различного возраста. К верхнему эоплейстоцену в данной работе отнесены шebinisto-галечные отложения и конгломерато-брекчии в долине Кульджай-Аши и в верховьях р.Кусто. Кроме того, к отложениям солоновской свиты предположительно относится пачка песков с прослоями глин, вскрытая в Северном Призайсанье рядом скважин, шурфов и колодцев. Наиболее характерные разрезы описаны по скважинам 248 и 218 и в карьере юго-восточнее родника Курнеб. В скважинах 218 и 248 отложения солоновской свиты представлены пачкой (до 5 м) зеленовато-серых глинистых алевроитов с конкрециями лимонита.

Лучше всего описываемая толща прослежена нами в обн. 42–43 у борта Южного Алтая (рис. 6, см. также рис. 30, а). Карьером и шурфом, заложенным в дне карьера, вскрыта толща песчано-галечных и глинистых отложений, которая разделяется на три пачки, залегающие согласно, но с размывом одна на другой и на нижележащей толще палеогена:

Мощность, м

- | | |
|--|------|
| 2. Песок тонкозернистый, желтоватый, хорошо промытый, пятнами ожелезненный, местами сцементирован карбонатом в прочный песчаник. Обломочный материал преимущественно кварцевый | 0,3 |
| 3. Глина желтовато-серая, с неправильными рыжевато-желтыми ожелезненными пятнами | 0,25 |
| 4. Конгломерат плотный, серый, галька в основном кварцевая, размером 5–6, реже 10 см. Длинные оси галек параллельны слоистости пород. Цемент песчано-карбонатный. . . | 0,45 |
| 5. Песок полимиктовый, с редкой галькой и гравием, рыхлый, неслоистый; вверх по слою количество гальки и гравия увеличивается. Отдельные участки сцементированы карбонатом | 0,7 |

Условные обозначение см. рис. 3



6. Песок серый, хорошо отмытый, внизу среднезернистый; вверх увеличивается количество грубого обломочного материала. Песок ясногоризонтальнослоистый; сверху отдельные участки имеют рыжеватую окраску 0,55
7. Песок серый, тонкозернистый, сильнослоистый, хорошо сортированный, тонкогоризонтальнослоистый. Тонкая слоистость обусловлена обогащением отдельных слоев темными цветными компонентами 0,2
8. Песок с тонкими прослойками гравийно-галечного материала. Общий цвет толщи серый, гравийно-галечные прослои, как правило, ожелезнены и приобретают желтовато-бурую окраску 1,4
9. Глина алевролитистая тонкогоризонтальнослоистая, зеленовато-серая, плотная, сильно мажущая, на выветрелой поверхности образует белесые вышеты, по трещинам нередко налеты окислов марганца 0,5
10. Песок серый, с гравием и галькой, горизонтальнослоистый 0,6
11. Выше по неровной размытой поверхности залегает пачка плотносгруженных горизонтально- и косослоистых гравийно-галечников серого цвета 5,0

По направлению к борту гор происходит выклинивание песчано-глинистой пачки, которую мы предположительно относим к верхнему эоплейстоцену, и покрывающая их пачка ложится непосредственно на глины северозайсанской свиты, образуя пласт конгломерата, описанного Ю.П. Селиверстовым под названием курнебского горизонта плейстоцена (см. рис. 6). В приведенном профиле, составленном по естественному обнажению, серии шурфов и карьеру, прослежены три толщи четвертичных отложений. В описанных скважинах наблюдается такое же соотношение толщ с той лишь разницей, что в разрезах по скважинам нижняя толща ложится непосредственно на отложения вторушкинской свиты. Фаунистических остатков в песчано-глинистой пачке, отнесенной к верхнему эоплейстоцену, не обнаружено. Возраст ее определяется предположительно, на основании стратиграфического положения между отложенными конгломератами курнебского горизонта плейстоцена (Селиверстов, 1961) и вторушкинской свиты нижнего - среднего эоплейстоцена. Таким образом, возможно, что песчано-глинистые отложения Северного Призайсания соответствуют верхнеэоплейстоценовым конгломератам высоких террасовых уровней Южного Призайсания. Однако пока описанные толщи не охарактеризованы палеонтологически, вопрос о их возрасте не может быть решен однозначно.

Чуйская впадина

В межгорных впадинах Горного Алтая эоплейстоценовые отложения получили широкое развитие, но наиболее полно они представлены в самой крупной - Чуйской впадине. Изучению эоплейстоценовых отложений Чуйской впадины посвящено много работ, в которых затрагиваются вопросы стратиграфического положения отдельных разрезов, их корреляции и палеонтологической характеристики. Однако сложное фациальное строение отложений и отсутствие в некоторых фациях палеонтологических остатков послужило причиной создания разными авторами целого ряда стратиграфических схем, в которых возрастной интервал осадков, относимых ныне к эоплейстоцену, колеблется в широких пределах (см. табл. 2). В настоящей работе, как уже говорилось выше, используется стратиграфическая схема Е.В. Девяткина (1963, 1965),

согласно которому. "в Чуйской котловине выделяются три литологически и палеонтологически отличающихся друг от друга горизонта эоплейстоцена" (1963, стр. 33); он называет их соответственно кызылгирской, бекенской и башкаусской свитами¹. Кызылгирская и бекенская свиты впервые были выделены Г.Ф. Лунгерсгаузенем и О.А. Раковец (1958), а башкаусская свита как горизонт была предложена Е.Н. Шукиной (1960) для обозначения наиболее древнего нижнеплейстоценового (по нашей схеме верхнеэоплейстоценового) оледенения, впервые изученного ею в Улаганской впадине по долине р.Кубадру. Сохраняя название ранее выделенных горизонтов и свит, Е.В. Девяткин рассматривает осадки этих свит как единый стратиграфический комплекс пород и относит его к эоплейстоцену схемы В.И. Громова, И.И. Краснова, К.В. Никифоровой и Е.В. Шандера (1961).

Кызылгирская свита

Естественные обнажения этой свиты широко распространены в западной части впадины - в низовьях рек Чаган-Узун и Кызыл-Чин, стекающих с Южно-Чуйского хребта, по правому берегу р.Туерых, несущей свои воды с вершин Курайских гор, и в долине р.Чуи. Кроме того, они вскрываются скважинами в южной части котловины, вдоль северного склона Южно-Чуйского хребта. Наиболее полный разрез отложений кызылгирской свиты находится по левому берегу р.Кызыл-Чин в 3 км выше устья р.Ак-Кая (рис. 7, см. также рис. 38). Здесь на размытой поверхности коры выветривания, развитой по девонским алевролитам, резко несогласно залегают:

Мощность, м

1. Конгломерат мелкогалечный, крепкий, желтовато-серый; гальки хорошо окатаны. Преобладают гальки размером 2-2,5 см в диаметре, максимальный размер 5-7 см. Состав галек: пестроцветные песчаники и алевролиты, кремни, реже известняки и эффузивы. Конгломерат содержит прослои и линзы известковистого песчаника и известняка. Протяженность линз до 18 м, мощность 0,2-0,5 м. В этих прослоях наблюдаются многочисленные ядра раковин гастропод, остракод и кости рыб 8,0
2. Алеврит песчанистый, серовато-желтый, с отдельными уплотненными комочками, содержит примесь гравийных и пелитовых частиц. Много костей рыб, обломков крупных раковин, гастропод и остракод. 0,5
3. Известняк оолитовый, разнозернистый, желтовато-серый, с обилием ядер гастропод, реже остракод; встречаются обломки костей рыб 0,4
4. Известняк строматолитовый, караваеподобный, желтовато-серый, прочный, но сильнопористый. 0,4
5. Переслаивание конгломератов и гравелитов прочных, серовато-желтых, с многочисленными горизонтальнослоистыми маломощными прослоями и линзами известковистых песчаников, алевролитов и известняков. Мощность прослоев конгломератов и гравелитов 0,8-1 м, песчаников и известняков - 0,2-0,1 м. В тонких прослоях - скопления створок остракод, раковин и ядер гастропод и костей рыб 14,5
6. Известняк песчанистый остракодовый, ноздреватый, крепкий, желтовато-серый 0,5

¹Стратиграфическая схема Е.В. Девяткина хорошо согласуется с недавно проведенными термолуминесцентными исследованиями В.А. Ильичева (1973) и палеомагнитными данными К.С. Буракова (Бураков и др., 1973).

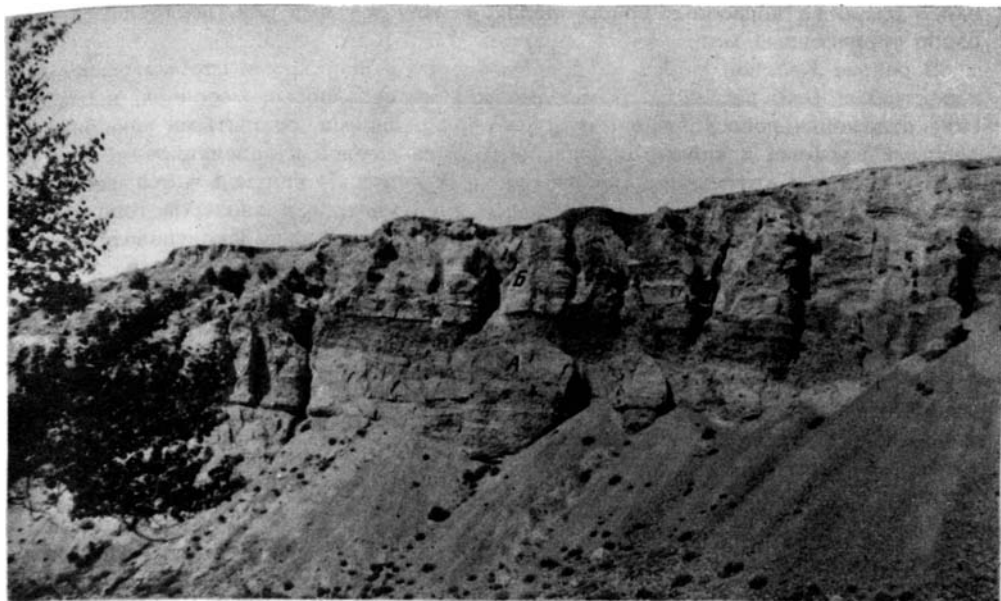


Рис.7. Выходы четвертичных отложений по левому берегу р.Кызыл-Чин

А - отложения эоплейстоцена; Б - флювиогляциальные и пролювиальные образования плейстоцена

Выше согласно лежит пачка алевроито-песчанистых пород бекевской свиты. Необходимо отметить, что только в описанном разрезе можно наблюдать непосредственный контакт отложений нижнего и среднего эоплейстоцена, не считая, конечно, скважин в центральной части впадины, где отложения представлены однородной толщей, по-видимому, охватывающей весь эоплейстоцен или во всяком случае две нижние свиты эоплейстоцена.

По левому берегу р.Чуи кызылгирские отложения резко несогласно ложатся на сильно дислоцированные палеозойские и неогеновые отложения, выполняя древние овраги. Здесь обнажаются (снизу вверх):

Мощность, м

- | | |
|--|------|
| 1. Щебень, состоящий из сильно выветрелых пестроцветных алевролитов и песчаников с небольшим количеством песчано-гравийного заполнителя, переполненного раковинами ребристых гастропод и остракод | 8,5 |
| 2. Песок грубозернистый, светло-серый, с примесью и линзами гравия, гальки и щебня | 2,5 |
| 3. Песок разнозернистый, неясногоризонтальнослоистый, желтовато-бурый, с прослоями алевроитов и линзами мелкого гравия. Содержит богатую фауну крупных гастропод и устриц, образующих прослой плотного ракушечника | 10,0 |

В этом же районе, а также по правому берегу р.Чуи кызылгирские отложения нередко представлены покровами строматолитовых известняков мощностью до 3 м, залегающих непосредственно на палеозойских отложениях. Строение колоний строматолитов подробно рассматривается в работах Е.В. Девяткина (1963, 1965), в которых он, используя свои наблюдения и анализируя данные В.П. Маслова (1960), объясняет условия образования строматолитовых известняков и считает, что они развивались "по краю эоплейстоценового Чуи-

ского озера на подводных водоразделах, между устьями рек, поставляющих в озеро терригенный материал" (Девяткин, 1965, стр. 69).

В районе Красной горки, на правом берегу р.Чуи, кроме строматолитовых известняков (см. рис. 41), развивающихся на останцовых массивах, кызылгирские отложения представлены грубыми образованиями, вскрытыми многочисленными шурфами и канавами. Они состоят из щебней и галечников желто-бурого цвета, с крупными глыбами местных пород. В верхней части щебней и галечников нередко встречаются прослой ярко-желтого разнотекстурного песка с костями рыб, раковинами крупных гастропод и устриц. Заканчивается разрез желтовато-серыми известковистыми песчаниками и известняками. Мощность отложений кызылгирской свиты в этом районе достигает 15 м.

Приведенные разрезы позволяют судить о строении кызылгирских отложений в прибортовых частях впадины; в центральной части эти отложения вскрыты рядом скважин, пробуренных Курайской геологоразведочной партией. Наиболее мощный разрез вскрыт скв. 103, расположенной в южной части впадины в долине р.Юстыд. Здесь под пачкой плейстоценовых галечников с песчаным серым заполнителем залегает однородная толща песчано-алевритовых пород с гравием и галькой, серовато-бурой окраски. Эта толща залегает в интервале 55,0-99,9 м. Ниже по четкой границе происходит смена песчано-алевритовых отложений бурых тонов тонкими глинами туерьской свиты, имеющими голубовато-серый оттенок. Из толщи эоплейстоцена этой скважины отмыты редкие кости рыб, мелкие раковины моллюсков и створки остракод. Однородное строение толщи в скважине не дает возможности произвести расчленение на свиты, поэтому к кызылгирским отложениям условно отнесена только нижняя часть разреза.

При описании пород кызылгирской свиты неоднократно указывалось на обилие в этих отложениях раковин пресноводных моллюсков, створок остракод и костей рыб. Пресноводные моллюски изучали Я.И. Старобогатов, Г.М. Мартинсон и А.Л. Чепальга, которые считают, что "в разрезе свиты можно выделить два палеонтологически различных горизонта" (Девяткин, 1965, стр. 75). По их мнению, остатки пресноводных моллюсков, заключенных в толще кызылгирских отложений, позволяют считать возраст включающих их отложений средне-верхнеплиоценовым¹.

Остракоды, выделенные из кызылгирских отложений, определены Г.Ф.Шнейдер и Н.Н. Найдиной, которые считают, что изученные роды характерны для плиоцена Понто-Каспийской области и Притяньшаньской депрессии.

Харовые водоросли, собранные О.А. Раковец в разрезе по р.Кызыл-Чин и определенные В.П. Масловым, известны из верхнеплиоценовых отложений Нарынской впадины.

Кости рыб, определенные Е.К. Сычевской, показали, что ихтиофауна кызылгирского времени гораздо беднее туерьской ихтиофауны (Сычевская, Девяткин, 1962).

В кызылгирских отложениях Е.В. Девяткиным найдены обломки зуба и лопатки гиппариона. По заключению Э.А. Вангенгейм, обломок зуба принадлежит *Proboscoidipparion* или *Hipparion houfenense* Teil. et J., характерных для азиатских аналогов виллафранка.

Перечисленные фаунистические остатки достаточно точно определяют возраст кызылгирской свиты как нижнеэоплейстоценовый.

Бекенская свита

Отложения бекенской свиты широко распространены в северной части Чуйской впадины, у южного подножия Курайского хребта. Наиболее полные разрезы известны в урочище Бекен и по долине р.Туерык. В центральной части впадины бекенские отложения вскрыты скважинами, а на юго-западе они выходят по долинам рек Чаган и Кызыл-Чин (рис. 8). Породы бекенской свиты

¹ Согласно принятой в работе схеме - нижнеэоплейстоценовым.

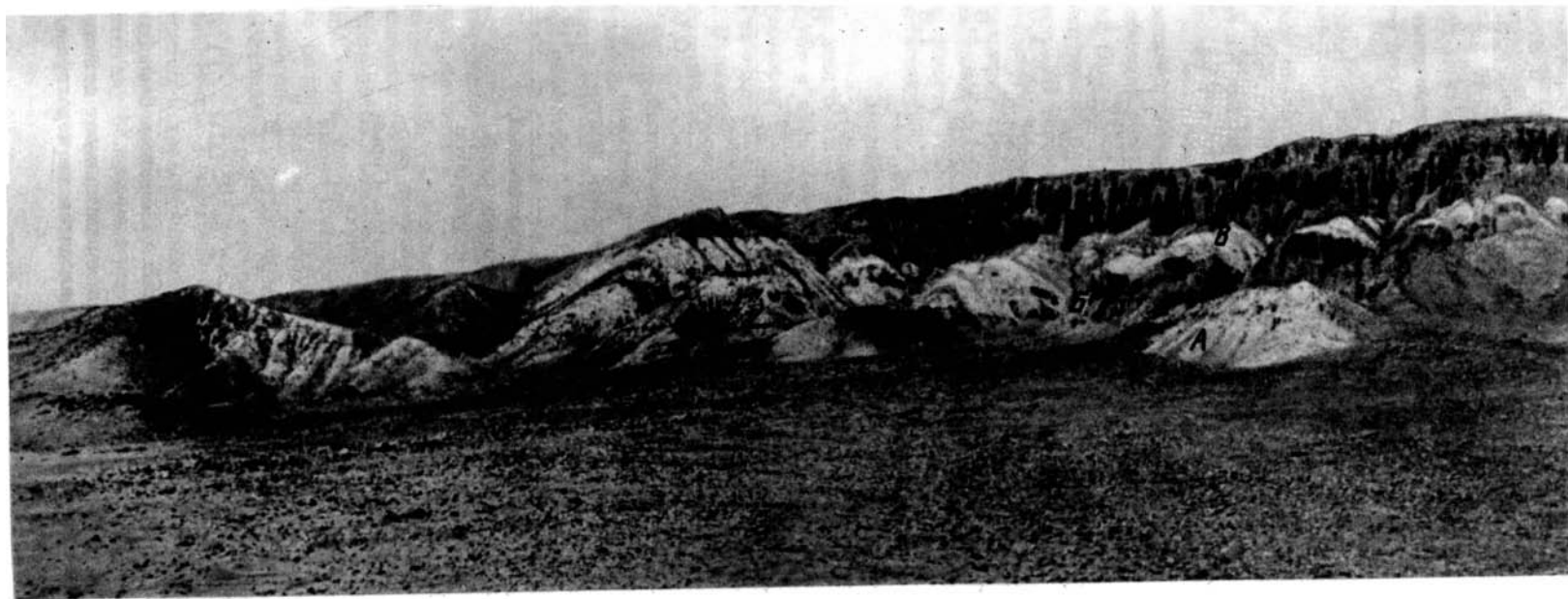


Рис.8. Выходы четвертичных отложений по левому берегу р.Чаян

А - бекенская свита; Б - башкауская свита; В - плейстоценовые ледниковые отложения

согласно ложатся на кызылгирские отложения и с размывом перекрываются отложениями башкаусской свиты. Это соотношение хорошо видно в обнажении по р. Кызыл-Чин. Здесь бекенские отложения имеют небольшую мощность — до 5 м (см. рис. 38) и составляют, по-видимому, только нижнюю часть свиты. Они представлены пачкой песков и алевроитов с небольшим количеством гравия и линзами галечника. Толща четко горизонтально-слоистая. Алевроитовые прослои содержат множество раковин остракод и кости рыб. Окраска пород отличается от всей нижележащей толщи серовато-бурым оттенком. Галечник, слагающий линзы, мелкий, рыхлый, в отдельных участках слабо скреплен песчано-известковым цементом. Размеры галек 5–7 см.

Аналогичная толща пород бекенской свиты, только значительно большей мощности (30 м), обнажается по левому берегу р. Чаган в 2,5 км выше пос. Кызыл-Маны (рис. 8, см. также рис. 46). В этом разрезе нижняя часть бекенской свиты скрыта под осыпью. На поверхность выходят (снизу вверх):

Мощность, м

1. Песок грубозернистый, горизонтально-слоистый, уплотненный, желто-бурый. Слоистость обусловлена наличием прослоев, окрашенных в разные оттенки гидроокислами железа	1,0 (видимая)
2. Алевроит глинистый горизонтально-слоистый, светло-серый, с прослоями разномозернистого песка и гравия	1,6
3. Песок крупнозернистый, ожелезненный, желтый, рыхлый, неслоистый	1,8
4. Переслаивание крупнозернистого песка и гравелита, нередко сцементированного песчано-карбонатным цементом. Породы белесовато-серые. Мощность прослоев гравелита и песка 0,3 – 0,5 м	2,6
5. Алевроит глинистый, сильно-слоистый, плотный, желтовато-серый, горизонтально-слоистый, с большой примесью песчаного материала. В центральной части слоя наблюдается прослой (0,1 м) грубозернистого рыхлого серого песка	0,9
6. Алевроит песчаный, сильно-слоистый, серовато-желтый, с четкой кривой слоистостью, с многочисленными мелкими растительными остатками. В нижней части прослой желто-серого крупнозернистого песка мощностью 0,1 м	4,5
7. Гравелит ярко-рыжего цвета	0,2
8. Гравелит серый, криво-слоистый, слабо сцементированный, с линзами и прослоями прочно сцементированных сильно-глинистых мелкозернистых серых песков и алевроитов мощностью до 0,2 м	4,3
9. Переслаивание тонкозернистых песков и алевроитов желто-бурых и темно-серых, горизонтально-слоистых. Серые прослои содержат остатки растительной органики	9,2
10. Гравелит горизонтально-слоистый, с чередованием серых и бурых прослоев. Обломочный материал хорошо окатан и слабо сцементирован песчано-карбонатным цементом. В пачке гравелита присутствуют линзы алевроитов и песков мощностью до 0,3 м и протяженностью от 2 до 8–10 м	11,1

Выше с размывом залегает толща желто-бурых галечников башкаусской свиты.

Оба обнажения по рекам Кызыл-Чин и Чаган характеризуют отложения бекенской свиты юго-западной части впадины и находятся на некотором удалении от Южно-Чуйского хребта.

Наиболее мощная толща бекенской свиты обнажается в северной части впадины, вдоль Курайского хребта. Один из изученных разрезов находится на правом берегу правого истока р.Туерых (см. рис. 45). Здесь в отвесной стене высотой 10–12 м, под пачкой щебнисто-галечных отложений выходят отложения бекенской свиты. Приводим описание разреза (снизу вверх):

Мощность, м

1. Алеврит глинистый, тонкогоризонтальнослоистый, уплотненный, серовато-коричневый, с массой остатков растительной ткани, редкими раковинами остракод и костей рыб 2,0 (видимая)
2. Песок серый, тонкозернистый, грубогоризонтальнослоистый, с обилием растительных остатков, раковин гастропод и костей рыб. В центральной части слоя прослой (0,8 м) мелкозернистого конгломерата, плотно сцементированного песчано-известковым цементом 3,5
3. Конгломерат мелкий, желтовато-серый. Обломочный материал некрупный (3–5 см), хорошо окатан. Состав обломков-песчаники, сланцы, граниты, кварц. Цемент песчано-карбонатный. В нижней части конгломератов прослой (0,35 м) ярко-рыжего тонкослоистого алеврита 3,0
4. Конгломерат средний, горизонтальнослоистый; основная масса галек представлена зелеными сланцами и песчаниками. Многие гальки сильно ожелезнены. Цемент песчано-известковый 2,0

Перерыв в обнажении

5. Песок желтовато-серый, тонкозернистый, сильноглинистый, образует в обнажении столбчатую отдельность 1,5
6. Конгломерат среднегалечный, серый, горизонтальнослоистый, прочно сцементирован известково-песчаным цементом. В нижней части слоя выделяется прослой (0,25 м) мелкозернистого желтовато-серого песка 1,0

Перерыв в обнажении

7. Конгломерат и конгломерато-брекчия мелкообломочные, горизонтальнослоистые, с песчано-глинистым карбонатным серым цементом 10,0

Перерыв в обнажении

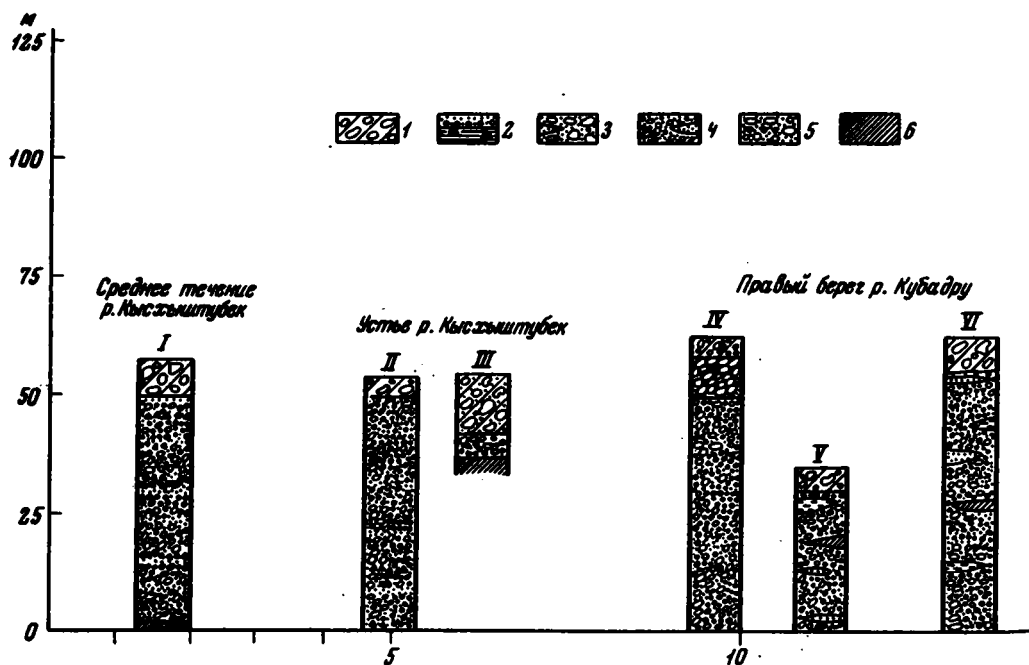
8. Конгломерат мелкий, прочно сцементирован песчано-карбонатным цементом, с прослоями конгломерато-брекчий, в которых резко увеличиваются размеры обломков, изредка появляются глыбы до 0,45 м в диаметре. В нижней части конгломератов выделяется прослой глинистого песка желто-бурого цвета, сильно уплотненного, мощностью 0,2 м. Наличие разнозернистых прослоев придает пачке ясную горизонтальную слоистость 4,0
9. Переслаивание галечников и щебней бурых и серовато-бурых, слабо уплотненных, с песчано-глинистым карбонатным заполнителем, с многочисленными прослоями глинистых алевритов и песков мощностью 0,2–0,3 м. Глинистые прослои обычно окрашены в более яркие тона, чем песчаные. По составу обломочный материал аналогичен таковому нижележащих слоев. Гальки и щебни представлены сланцами, песчаниками, гранитами и кварцем 5,0

Приведенный разрез характеризует строение бекенских отложений в при- бортовой части впадины. Грубый состав этих отложений во всех обнажениях северного борта впадины объясняется непосредственной близостью Курайского хребта.

В центральной части Чуйской впадины эоплейстоценовые осадки вскрыты рядом скважин и представлены пачкой песчано-алевритовых пород с примесью гравия и гальки. Верхняя часть этих отложений, вероятно, накапливалась в среднем эоплейстоцене – в бекенское время.

При описании конкретных разрезов указывалось на обогащение некоторых про- слоев (особенно в низах свиты) раковинами моллюсков, остракод, костями рыб и оогониями харовых водорослей. В составе малакофауны бекенской свиты Я.И. Старобогатовым определены моллюски, характерные для отложений плио- цено-четвертичного времени¹. По Г.Ф. Шнейдер и Н.Н. Найденой, остракоды, встречающиеся в бекенских отложениях, характерны для верхнеплиоценовых – нижнечетвертичных отложений Кавказа и Туркмении и для плиоценовых моласс юго-западных отрогов Гиссарского хребта.

Палинологические исследования бекенских отложений показали незначи- тельное содержание в них пыльцы и спор. По данным О.В. Матвеевой и В.Н. Тихо- мирова (Девяткин, 1965), в спорово-пыльцевых спектрах отмечается преоб- ладание пыльцы хвойных деревьев – главным образом *Pinus*, в меньшей степе- ни *Picea* и *Tsuga*. Кроме того, в отложениях бекенской свиты найдены об- ломки костей носорога *Rhinoceros* sp. и неопределимые остатки мелких хищников и парнокопытных (Девяткин и др., 1965). Таким образом, среди палеонтоло- гических остатков, заключенных в бекенских отложениях, в основном присутст- вуют группы широкого стратиграфического диапазона. Однако, учитывая стра- тиграфическое положение между кызылгирской и башкаусской свитами, Е.В. Де- вяткин (1965) считает возможным приблизительно определить возраст отло- жений бекенской свиты средним эоплейстоценом.



¹ Эоплейстоценового времени согласно принятой в работе схеме.

Отложения башкауской свиты образуют ряд обнажений вдоль северного борта Чуйской впадины, по южному склону Курайского хребта. На юге впадины они выходят по долинам рек Кызыл-Чин, Чаган и Тархата. Стратотипический разрез башкаусских отложений был описан Е.Н. Шукиной (1960) в Улаганской впадине, в бассейне р.Башкаус, по долине р.Кубадру. Впоследствии этот разрез неоднократно посещали многие исследователи – Е.В. Девяткин, Н.А. Ефимцев, Г.Ф. Лунгерсгаузен и О.А. Раковец, Е.В. Шансер и другие, а также автор настоящей работы. Тем не менее по вопросу об условиях накопления башкаусской толщи до сих пор нет единого мнения. Остановимся на описании башкаусских отложений в различных частях долины р.Кубадру (рис. 9).

В верховьях Кубадру, по р.Кысхыштубек, башкауская свита представлена 45-метровой толщей галечников, залегающей с размывом на коренных породах палеозоя. Галечники желто-бурые, горизонтально-слоистые. Слоистость обусловлена чередованием пачек (3–4 м) валуново-галечного материала и пачек (1–1,5 м) с более мелкими галечниками. Для разреза характерно обилие крупных валунов (до 1 м в диаметре) и почти полное отсутствие линз мелкозернистого состава. Заполнитель галечников песчано-гравийный, сильноглинистый, местами рыхлый, местами слабо сцементированный. В крупнообломочном материале наряду с хорошо окатанными гальками и валунами наблюдаются угловатые глыбы и щебень. Толща галечников перекрывается мореной. Аналогичное строение толщи сохраняется на протяжении 5 км, что видно в серии обнажений по р.Кысхыштубек.

В среднем течении р.Кубадру башкауская свита представлена 50-метровой толщей желто-бурых галечников (рис. 10), обнажающихся непосредственно от уреза воды; подошва толщи здесь не видна. Галечники горизонтально-слоистые. Обломочный материал хорошо окатан. Размеры валунов не превышают 0,5 –

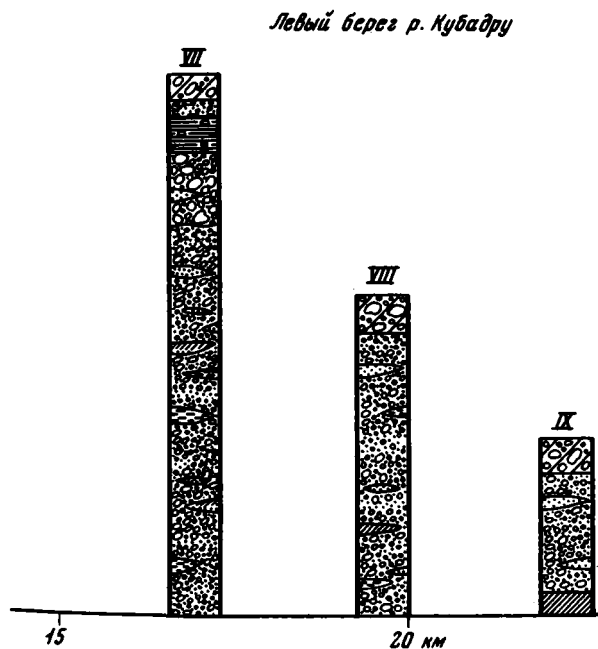


Рис.9. Разрезы отложений башкауской свиты Улаганской впадины

1 – морена; 2 – озерно-ледниковые ленточные глины и алевриты; 3 – флювиогляциальные валунники; 4 – аллювиальные галечники с линзами песков и алевритов; 5 – пролювиальные щебни и галечники; 6 – палеозойские породы



Рис. 10. Отложения башкаусской свиты (А), перекрытые плейстоценовыми ледниковыми образованиями. Левый берег р. Кубадру

0,6 м. Гальки и валуны ориентированы согласно со слоистостью. Заполнитель песчано-гравийный, с обилием глинистого материала. Линзы мелкого материала очень редки и маломощны (5–10 см); длина их не превышает 1 м.

В нижнем течении р.Кубадру башкаусская свита образует непрерывные обнажения по левому берегу на протяжении 7,5–8 км. Основание толщи в большинстве разрезов не вскрыто, лишь в самом северо-восточном обнажении она залегает на коренных породах палеозоя. Как и в верховьях, толщина представлена галечниками желто-бурого цвета, горизонтально-слоистыми, на некоторых участках наблюдаются пачки с довольно ясно выраженной косой слоистостью. В этих разрезах преобладают валуны размером 15–20 см; самые крупные валуны не превышают 0,5 м. Обломочный материал хорошо окатан, нередко встречаются округлые гальки. Заполнитель песчано-гравийный, с примесью алевритовых и пелитовых частиц. По всей толще распространены линзы песков, алевритов, реже глин. Мощностъ линз варьирует от 10–15 до 40–50 см, протяженность – от 1–1,5 до 20–30 м. В большинстве линз наблюдается четкая горизонтальная слоистость, реже встречаются линзы с косой слоистостью или неслоистые. Нередко в одной и той же линзе неслоистые разнотекстурированные пески вверх по разрезу сменяются тонкогоризонтально-слоистыми алевритами. Обычно линзы мелкозернистого материала окрашены светлее вмещающей толщи галечников или даже приобретают зеленовато-серые тона. Интересно отметить, что в линзах часто встречаются мелкие обрывки обугленной растительной ткани, а в одной из линз найден остаток стебля с листьями длиной около 10 см, залегающий согласно со слоистостью алеврита.

Из приведенного описания отдельных разрезов отчетливо выступает характерная черта башкаусской свиты – ее ясно выраженная линзовидно-горизонтальная слоистость. Другой, не менее важной особенностью этой толщи является субгоризонтальная ориентировка галек, а местами даже их черепитчатая укладка. Для толщи в целом характерна желтовато-бурая окраска пород, однако местами наблюдается различие в интенсивности окраски отдельных прослоев. Как правило, грубообломочные разности отличаются более яркими тонами по сравнению с прослоями и линзами мелкозернистого материала. Об-

ломочный материал толщи полимиктовый, в основном хорошо окатан и состоит из пород, развитых в Курайском хребте. Это преимущественно разнообразные граниты и метаморфические породы. В северо-восточном направлении, по течению р. Кубадру, заметно уменьшается грубость материала и значительно увеличивается степень его обработки. Максимальная видимая мощность толщи достигает 85 м.

В Чуйской впадине отложения башкаусской свиты также широко развиты. На севере впадины, в разрезе по левому берегу долины р. Туерых, на размытую поверхность неогеновых отложений несогласно ложится пачка (см. рис. 45, слой 10) бурых и серовато-бурых галечников, щебней и гравийников, слабо уплотненных песчано-глинистым карбонатным цементом. Толща щебней и галечников имеет неясную горизонтальную слоистость, обусловленную переслаиванием пачек разного гранулометрического состава. Кроме того, она подчеркивается наличием линз песчанистых алевритов и глин протяженностью 3–5 м, мощностью до 0,3 м. По составу обломочный материал соответствует коренным породам, слагающим Курайский хребет в верховьях р. Туерых: это в основном граниты, эффузивы, сланцы и известняки. Мощность башкаусских отложений вблизи Курайского хребта достигает 200–250 м. С удалением от гор мощность их резко падает, а местами они выклиниваются.

На юге Чуйской впадины отложения башкаусской свиты имеют значительно меньшие мощности и обычно представлены пачками бурых хорошо окатанных галечников.

По левому берегу р. Кызыл-Чин (см. рис. 38, слой 8) они залегают на размытой поверхности бекенской свиты и по неровной поверхности перекрываются толщей плейстоценовой морены. В этом обнажении галечники грубозернистые (размеры обломков до 30 см) и содержат примесь остроугольного щебня. Состав обломков полимиктовый; они представлены в основном разнообразными сланцами, песчаниками, эффузивами, реже гранитами. Заполнитель песчано-гравийный с обилием глинистых частиц. В галечнике наблюдаются невыдержанные маломощные прослои и линзы глинистых алевритов и глинистых песков. Мощность башкаусских галечников 3,5 м.

Юго-западнее описанного обнажения башкаусские отложения выходят по долине р. Чаган, где они также ложатся на размытую поверхность бекенских отложений и представлены мощной толщей желтовато-бурых галечников (см. рис. 46, слой 11) с гравийно-песчаным глинистым заполнителем. Толща башкаусских галечников местами довольно сильно уплотнена и образует высокие отвесные стенки. Состав обломков полимиктовый: пестроцветные песчаники, сланцы и разнообразные граниты. Многие гальки состоят из выветрелых, ожелезненных пород. Обломочный материал не крупный, преобладают гальки размерами 8–10 см, реже 18–20 см. Вверх по разрезу желто-бурая окраска галечников постепенно сменяется буровато-серой, одновременно увеличивается грубость материала, появляются валуны диаметром до 0,4–0,5 м. По всей толще галечников присутствуют многочисленные линзы и прослои разнозернистых песков и плохо сортированных глинистых алевритов; мощность их варьирует от 0,2 до 0,5 м, протяженность – от 1,5 до 7–8 м. Окраска линз всегда светлее, чем окраска заполнителя галечников. Мощность башкаусских отложений в этом разрезе достигает 80 м. Они с размывом перекрываются мощной серой толщей озерно-ледниковых глин и моренных образований плейстоцена (рис. 11).

На юге Чуйской впадины изучен еще один разрез по левому берегу р. Тархаты, у выхода ее из гор во впадину. Башкаусские отложения обнажаются на обрыве террасы на протяжении около 0,5 км. Вниз по течению реки наблюдается увеличение мощности их от 3,5 до 16–18 м. На неровную поверхность сильно дислоцированных хлоритовых сланцев палеозоя ложится толща, представленная бурыми неяснослоистыми галечниками. Обломочный материал галечников хорошо окатан, преобладают гальки размером 6–8 см. Изредка встречаются обломки до 15–20 см. Состав галек: пестроцветные крупно- и среднезернистые песчаники, зеленые хлоритовые сланцы, кварциты и белый кварц.



Рис.11.Контакт башкаусских галечников с озерно-ледниковыми плейстоценовыми отложениями. Левый берег р.Чаган

Как и во всех описанных выше обнажениях, гальки состоят из совершенно свежих и сильно выветрелых пород. Заполнитель песчано-алевритовый, с обилием пелитовых частиц. В толще галечников по всей мощности прослеживаются многочисленные линзы песка, алеврита и глин протяженностью 3-5 м и мощностью от 0,1 до 0,5 м. Цвет отложений в линзах зависит от крупности материала: чем больше пелитовых частиц, тем темнее окраска. В глинистых прослоях изредка наблюдается неправильная пятнистая окраска, изменяющаяся от зеленовато-серой до ярко-бурой. Песчано-гравийные прослои обычно окрашены в буровато-серые тона. На размытую поверхность башкаусских галечников ложится толща плейстоценовых пепельно-серых ледниковых и водно-ледниковых образований.

Башкаусские отложения крайне бедны палеонтологическими остатками. Н.А. Ефимцев (1961), ссылаясь на работы Е.Н. Шукиной, указывает на находку в одном из образцов, взятых в разрезе по р.Кубадру, пыльцы древесной (84%) и травянистой (16%) растительности. Среди первой преобладает пыльца сосны (75%), представленной видами *Pinus silvestris* и *Pinus sibirica*, ели (21%) и березы (4%), а из травянистых отмечены Gramineae, *Carex*,

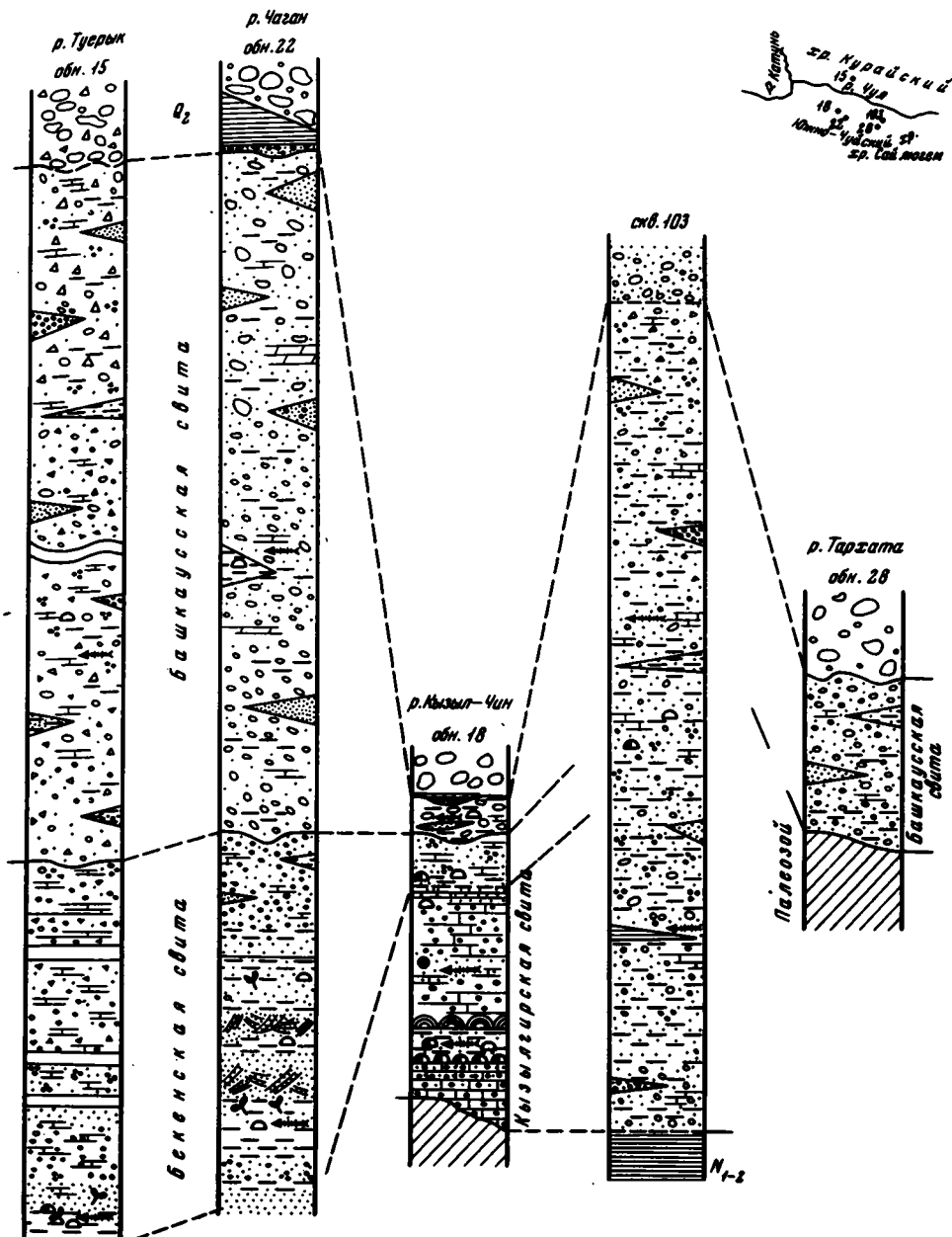


Рис.12. Схема сопоставления отложений эоплейстоцена Чуйской впадины
Условные обозначения см. рис. 3

Chenopodiaceae, Compositae, *Artemisia*, Carynporodiaceae и др. Характер спорово-пыльцевого спектра говорит о таежном составе растительности, существовавшей во время накопления отложений башкаусской свиты, хотя Е.Н. Шукина предполагает, что найденная пыльца является переотложенной. В том же разрезе по р.Кубадру в одной из линз, сложенной алевритом, была найдена водоросль типа муточатой сифоней (*Goniolinites hemisphaerica* Maslov, gen et sp. nov.), определенная и подробно описанная В.П. Масловым (Лискун, Мас-

лов, 1964). Он указывает, что известковые мутовчатые сифонеи – почти исключительно морские растения. Однако известны и пресноводные ископаемые мутовчатые водоросли. В.П. Маслов отмечает, что хрупкость и тонкостенность известкового чехла исключает возможность переотложения этой водоросли. В связи с этим находка теплолюбивой мутовчатой сифонеи в башкаусских отложениях представляет определенный интерес, так как некоторые исследователи считают башкаусские галечники ледниковыми образованиями.

В Чуйской впадине в разрезе по р. Кызыл-Чин из башкаусских отложений были отмыты обломки раковин крупных моллюсков и створки остракод, определенные Н.Н. Найденой как *Advenocypris* sp.

Перечисленные органические остатки не определяют возраста башкаусской свиты, но ее стратиграфическое положение между средним эоплейстоценом и рисским ярусом плейстоцена, отчетливо видимое в обнажениях, позволяет относить ее к верхнему эоплейстоцену. Сопоставление опорных разрезов эоплейстоцена Чуйской впадины приведено на рис. 12.

Котловина Больших Озер, Дзерженская и Бэгэрская впадины

Кайнозойские отложения в пределах западной части Монгольской Народной Республики имеют широкое развитие. Они выполняют межгорные депрессии и образуют многочисленные выходы в их прибортовых частях. Наши исследования, проведенные в 1965–1968 гг. совместно с Е.В. Девяткиным, охватили северный и частично южный склоны Монгольского Алтая, прилегающую к нему часть Долины Озер и Котловину Больших Озер. При этом выделено несколько районов развития кайнозойских отложений – Бэгэрская впадина, район Захой-самона (южный склон Монгольского Алтая), Дзерженская впадина и Котловина Больших Озер. Для сопоставления нами осмотрены разрезы северных подножий горной группы Ихэ-Богдо и Бого-Богдо, где Берки и Моррис (Berkey, Morris, 1927) описали стратотипы ряда кайнозойских формаций. По всем изученным разрезам собраны палеонтологические остатки крупных и мелких млекопитающих, птиц, черепов, рыб, моллюсков, остракод и других организмов. В результате этих работ составлена стратиграфическая схема кайнозойских отложений, хорошо коррелируемая во всем исследованном районе (Девяткин, Стрелков, 1968). Следует отметить, что в наиболее полных обнажениях Бэгэрской и Дзерженской впадин видны соотношения разных стратиграфических горизонтов – от олигоцена до плейстоцена включительно, достаточно четко разделяющихся литологически.

Нижняя часть разреза кайнозойских отложений, включая нижний плиоцен, описана в предыдущем разделе работы. К отложениям эоплейстоцена в изученных впадинах Западной Монголии мы относим образования свит Алтан-Тээли, Хиргис-Нур и Гошу, считая, что первые две имеют примерно один возрастной объем и относятся к нижнему и среднему, а свита Гошу – к верхнему эоплейстоцену¹. Причиной выделения в нижнем и среднем эоплейстоцене двух разновозрастных свит послужило наличие сильно литологически различающихся двух типов разрезов. Так, для узких и глубоких впадин Монгольского Алтая (Дзерженской и Бэгэрской) характерно преобладание грубых буроватых осадков, а для крупных депрессий (Котловина Больших Озер и Долина Озер) – тонких зеленовато-желтых глинисто-песчаных образований. Отложения эоплейстоцена

¹ Дальнейшие исследования на территории Монголии, проводившиеся автором совместно с Е.В. Девяткиным, В.И. Жегалло, В.С. Закигиным, Д. Бадамгарав и другими в 1968–1973 гг., внесли ряд уточнений в литологическую и палеонтологическую характеристику отдельных разрезов. Однако эти новые данные не противоречат представлениям, развиваемым в настоящей работе.



Рис.13. Выходы континентальных отложений у южного подножия хр.Бумбукту-Хайрхан. Дзергенская впадина

А - неоген; Б - эоцено-эолийстоцен

в первой группе впадин залегают обычно с разрывом и угловым несогласием на более древних образованиях кайнозоя, а во второй - наблюдается постепенный переход от отложений свиты Ошин к осадкам свиты Хиргис-Нур (см. рис. 17).

Свита Алтан-Тээли. Отложения свиты Алтан-Тээли изучены в Дзергенской и Бэгэрской впадинах. Стратотипический разрез этой свиты описан в Дзергенской впадине у юго-восточного подножия хребта Бумбукту-Хайрхан (рис. 13, см. также рис. 57). Здесь многочисленные овраги (сайры) вскрывают толщу рыхлых континентальных отложений. Эти отложения сильно дислоцированы и образуют отчетливо выраженную антиклинальную складку, ядро которой сложено красноцветными песчанистыми глинами нижнего мела. Отложения свиты Алтан-Тээли обнажаются в южном крыле складки, где они с разрывом и угловым несогласием залегают на глинах свиты Ошин. Описание разреза приводится снизу вверх по третьему (от восточного края впадины) сайру:

Мошность, м

1. Галечник средний полимиктовый. Обломочный материал хорошо окатан и состоит из разнообразных гранитов, пестроцветных песчаников и алевролитов, зеленых сланцев и белого кварца. Нередко присутствуют затронутые выветриванием рыхлые гальки. Заполнитель галечников песчаногравийный, с небольшой примесью глинистых частиц. Местами галечники скреплены карбонатом в прочный конгломерат. Галечник (особенно в верхней части слоя) содержит прослои разнозернистых песков. Пачка галечников имеет четкую горизонтальную слоистость, которая обусловлена наличием прослоев разного гранулометрического состава и их окраской, изменяющейся от серой до ярко-рыжей . . . 25,0
2. Песок разнозернистый рыжевато-серый, с редкой галькой, хорошо промытый, косослоистый, рыхлый (местами сцементирован в прочный песчаник). Содержит кости крупных млекопитающих 5,0

3. Переслаивание серых среднезернистых песков и галечников, нередко прочно скрепленных карбонатным цементом. Обломки галечников плохо окатаны. Значительную долю обломков составляет серый гранит 10,0
4. Галечно-щебнистые отложения бурого цвета, с прослоем (3–5 м) светло-бурого плотного комковатого песчаного алевроита, с остатками млекопитающих. Местами алевроиты переполнены обломками костей и черепов крупных млекопитающих (список фауны приведен ниже) 12,0
5. Переслаивание светло-бурых грубозернистых песков и коричневатых серых глинистых алевроитов. Те и другие переполнены щебенкой и дресвой светло-серых роговообманково-биотитовых гранитов. Местами пески сцементированы и образуют прослой песчаников 25,0

Выше (контакт неясный) лежит толща щебнисто-галечных отложений свиты Гошу. В приведенном разрезе свита Алтан-Тээли представлена толщей грубых отложений мощностью около 80 м. Снизу вверх по разрезу выделяются две литологически различные пачки пород. Первая – состоит преимущественно из конгломератов и галечников, содержащих прослой и линзы песков и глинистых карбонатных песчаников, и вторая – галечно-щебнистая с прослоями глин и песков. В низах свиты, в прослоях песчаных глин конгломератовой пачки, найдены скопления костей крупных млекопитающих. Это местонахождение было открыто в 1949 г. Палеонтологической экспедицией АН СССР (Рождественский, 1954). Костеносный слой конгломератов протягивается на 7–8 км и состоит из ряда отдельных выходов. На поверхности кости сильно разрушены, а в глубине слоя они имеют хорошую сохранность. Местонахождение Алтан-Тээли является одним из самых крупных известных в настоящее время местонахождений эоплейстоценовых млекопитающих в межгорных впадинах Западной Монголии. Палеонтологической экспедицией под руководством А.К. Рождественского было собрано много костей гиппарионов, жираф и других млекопитающих. В 1964 г. Е.В. Девяткиным там же были собраны черепа, зубы и остатки других частей скелетов млекопитающих. Кости крупных млекопитающих, собранные нами в Западной Монголии, определены Л.И. Алексеевой, Е.И. Беляевой, Г.Д. Дмитриевой, В.И. Жегалло, Б.П. Трофимовым, а фауна мелких млекопитающих изучена В.С. Зажигиным. Поэтому здесь и ниже в работе все списки ископаемых животных приведены по данным этих исследователей. Из местонахождения Алтан-Тээли определены обломки челюстей и зубы *Hipparion cf. parvum*, *Hipparion playodus Sefue* и *Hipparion sp.*; видимо, аналогичного *Hipparion sp.* из отложений вторушкинской свиты с р.Калмакпай (Жегалло, 1971). Кроме того, в этом разрезе встречены верхние и нижние коренные зубы, обломки нижней челюсти, черепа и конечности *Chilotherium sp.(?)*, верхние зубы антилопы *Tragocerus sp.*, зубы оленя *Cervavites sp.(?)* и остатки черепов *Testudo sp.*

Аналогичные отложения описаны нами в западной части Дзергенской впадины в грядках (холмах) Ошин-Боро-Удзюр-Ула (см. рис. 62). В восточной гряде на отложениях свиты Ошин с размывом залегает толща свиты Алтан-Тээли. Она состоит из переслаивания разнозернистых гравийных глинистых песков с прослоями гравелитов и конгломератов. Здесь обнажаются (снизу вверх):

Мошность, м

1. Песок разнозернистый, глинистый, с гравием, горизонтально- и косослоистый, вверх переходящий в глинистый алевроит с песчаной примесью 5,0
2. Конгломерат мелкий, с глинисто-песчаным известковистым цементом; верхняя часть слоя представлена рыхлым галечником 2,5

3. Песок глинистый, с редкой галькой и гравием, слабо уплотненный, бурый; количество глинистого материала увеличивается вверх по разрезу, а гравий и галечник образуют прослой	22,5
4. Песчаник разнотекстурный, с гравием и галькой; в верхней части слоя – рыхлый песок	7,5
5. Глина песчаная, с галькой	6,0
6. Песчаник разнотекстурный, горизонтально-слоистый	5,0
7. Переслаивание грубо-текстурных песков, глинистых песков и конгломератов	11,5

На размытую поверхность свиты Алтан-Тээли ложится пачка галечно-щебнистых отложений плейстоцена мощностью до 5 м. Как мы видим, в грядках Ошин отложения становятся менее грубыми по сравнению со стратотипом, основную роль в разрезе здесь играют пески и песчаники.

В Бэгэрской впадине осадки свиты Алтан-Тээли имеют широкое распространение. В этой впадине описано два разреза – первый в юго-западной части и второй – в северной, у подножия хр. Хан-Тайшири.

Вдоль южного борта Бэгэрской впадины наблюдается огромное обнажение рыхлых отложений (рис. 14, см. также рис. 58). Здесь вскрывается разрез кайнозоя, от палеогена до плейстоцена включительно, который протягивается с запада на восток на 15–20 км при мощности более 300 м. Отложения свиты Алтан-Тээли с размытым и несогласием ложатся на красноцветные глины свиты Ошин. Они представлены бурыми и буровато-серыми “мусорными” породами общей мощностью около 40 м. Пачка пород свиты Алтан-Тээли горизонтально-слоистая. Слоистость обусловлена наличием многочисленных линз и прослоев тонкого или, наоборот, грубого материала на общем фоне несортированных образований. Обломочный материал плохо окатан – это в основном дресва и мелкий щебень. Размеры обломков, как правило, не превышают 10 см. Состав обломочного материала разнообразный, значительная роль принадлежит обломкам сланцев, песчаников, алевролитов, эффузивов и пироксенитов. Крупные обломки нередко покрыты карбонатной коркой, окутывающей их преимущественно с нижней стороны. Окраска пород в целом буровато-серая, но в зависимости от грубости породы изменяются ее оттенки – более глинистые прослои обычно окрашены в яркие красновато-бурые тона. В пачке свиты Алтан-Тээли не удается выделить ни чисто глинистых, ни чисто песчаных, ни чисто гравийно-галечных прослоев – это всегда очень плохо отсортированные отложения. Наблюдаемая на некотором расстоянии от обнажения четко выраженная горизонтальная слоистость обычно стирается при приближении к нему.

В отличие от стратотипического разреза Дзергенской впадины в этом разрезе в основании свиты нет пачки конгломератов, а вся толща представлена переслаиванием буровато-серых галечно-щебнистых отложений и песчаных глин. В нижней части разреза найдены плохой сохранности зуб *Hipparion* sp., вероятно, аналогичного гиппариону с р.Калмакпай в Зайсанской впадине, и зубы прогрессивной специализированной формы крупной антилопы.

В северной части Бэгэрской впадины обнажения эоплейстоценовых отложений наблюдаются в многочисленных оврагах, прорезающих ее прибортовые части. Нами описан разрез у подножия хребта Хан-Тайшири, северо-восточнее пос. Бэгэр. Осадки свиты Алтан-Тээли несогласно залегают на красноцветных глинах нижнего – среднего олигоцена свиты Хан-Тайшири. Они состоят из красновато-бурых глин и песчаных алевролитов, переслаивающихся с серыми и коричневатато-серыми конгломерато-брекчиями и щебнисто-галечными отложениями. Терригенные обломки состоят из разнообразных гранитов, кварца и эффузивов. В рыхлых прослоях многие обломки покрыты коркой тонкозернистого карбоната. Некоторые прослои сильно обогащены гидроокислами железа, и поэтому поро-



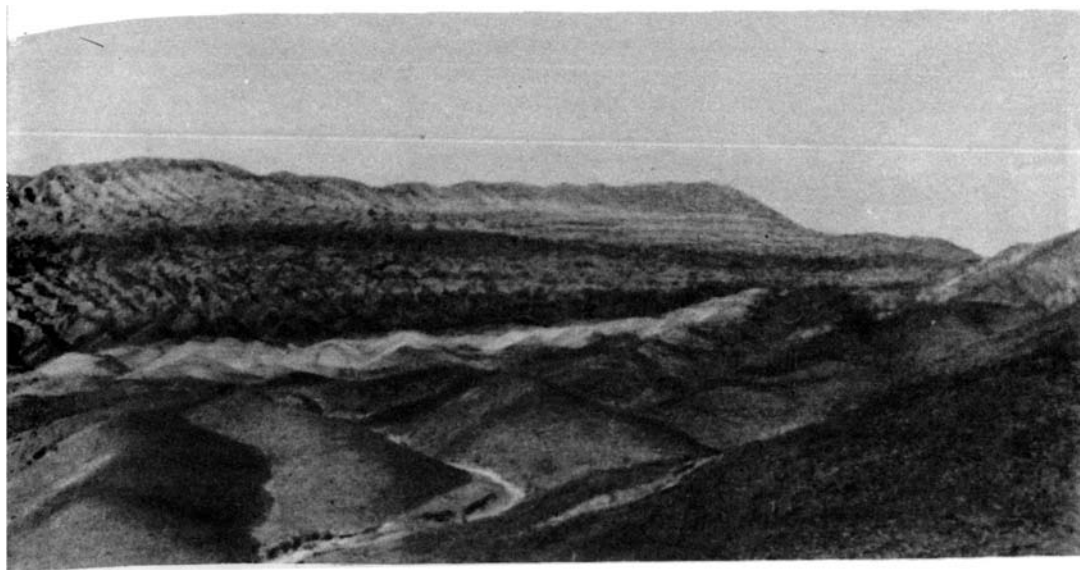
Рис.14. Панорама южного борта Бэгэрской впадины

ды окрашены в ярко-рыжие тона. Общая мощность свиты Алтан-Тээли в этом разрезе не превышает 40 м. Отложения ее срезаются маломощной (до 2 м) пачкой плейстоценовых конгломератов. Стратиграфическое положение свиты Алтан-Тээли позволило нам условно датировать ее отложения нижним – средним эоплейстоценом.

Свита Хиргис-Нур. В эту свиту выделены отложения, получившие широкое развитие в Котловине Больших Озер. Стратотип свиты описан на северном берегу оз.Хиргис-Нур, в 2 км западнее источника Могу-Аршан (рис. 15, см. также рис. 66). Здесь на осадках свиты Ошин, представленных пестроцветными глинами с прослоями песчаников и мергелей, без видимого несогласия и размыва залегает толща отложений свиты Хиргис-Нур (снизу вверх):

Мощность, м

- | | |
|---|------|
| 1. Песок желтовато-серый, разномерный, с обилием кварцевой гальки; галька хорошо окатана, размеры ее не превышают 5 см | 2,0 |
| 2. Песок желтовато-серый, разномерный, косо- и горизонтально-слоистый, с редкой кварцевой галькой. Песок хорошо промытый – почти не содержит глинистой примеси. Встречаются обломки зубов носорога и трубчатые неопределимые обломки костей млекопитающих, а также многочисленные кости и чешуя рыб | 2,0 |
| 3. Алеврит серый, серовато-зеленый и желтовато-серый, горизонтально-слоистый | 3,0 |
| 4. Песок серовато-желтый, алевритистый, глинистый, с гравием, горизонтально- и косослоистый, с раковинами толстостенных устриц и обломками костей млекопитающих и рыб | 10,0 |
| 5. Глина алевритистая, зеленовато-серая, комковатая, неслоистая, местами ожелезненная, по трещинам налеты окислов марганца. Переслаивается с серыми среднеразмерными горизонтально-слоистыми песчаниками (мощность прослоев до 3 м) | 12,0 |



А - свита Хан-Тайшири; Б - свита Бэгэр; В - свита Ошин; Г - свита Алтан-Тээли; Д - свита Гошу

Мошность, м

- | | |
|--|------|
| 6. Алеврит песчанистый, горизонтальнослоистый, светло-серый, сильнослоистый; отдельные прослой, чаще всего верхняя часть слоя, превращены в крепкий алевролит и сцементированы черным железистым цементом; при этом образуются своеобразные корки причудливых форм | 13,0 |
| 7. Переслаивание тонкогоризонтальнослоистых зеленовато-серых алевритистых глин и разнозернистых серых песков, пятнами ожелезненных; породы пересечены неправильными черными прожилками | 15,0 |
| 8. Алеврит глинистый, зеленовато-серый, сильнослоистый, неяснослоистый, с ожелезненными прожилками. Содержит раковины тонкостенных унионид, обломки костей грызунов и крупных млекопитающих | 10,0 |
| 9. Песок разнозернистый, желтовато-серый, с гравием и галькой, косослоистый, с обилием костей мелких млекопитающих и рыб | 14,0 |
| 10. Алеврит песчанистый, косослоистый, желтовато-бурый, с гравием и прослоями ракушечника | 10,0 |
| 11. Мергель тонкогоризонтальнослоистый, очень плотный (звнящий), с раковистым изломом. Местами обогащен зернами кварца и костями рыб. По слоистости нередко видны раковины остракод. В низах толщи по трещинам наблюдаются кристаллы серого гипса. Окраска мергелей постепенно изменяется от серой в нижней части разреза до зеленовато-белой в верхней. В центральной части пачки отмечаются прослой чистого известняка | 25,0 |

В приведенном разрезе выделяются две литологически различные пачки. Нижняя представлена переслаиванием желтых косослоистых песков с гравием и серых и желтовато-серых горизонтальнослоистых алевритов и глин. Общая



Рис.15. Выходы пород неогена и эоплейстоцена.

мощность пачки 90 м. Верхняя пачка состоит из зеленовато-белых мергелистых глин и мергелей с прослоями известняков и алевроитов (в нижней части пачки) с прослоями ракушечника. Мощность пачки до 35 м. Толща свиты Хиргис-Нур содержит почти по всей мощности многочисленные остатки крупных и мелких млекопитающих, унioniд, гастропод, остракод и рыб. Из остатков крупных млекопитающих (нижняя пачка свиты) определены обломок зуба и мелкие кости скелета носорога *gen?* и *Chilotherium* sp., обломок нижней челюсти *Hipparion housenense* Teil et J., кости конечностей мелких *Hipparion* sp., многочисленные остатки *Gazella* sp., по мнению Е.Л. Дмитриевой (1971), близких к газелям средне-верхнеплиоценового возраста (нижний - средний эоплейстоцен принятой схемы), а также форма, близкая к современной *G. cf. gutturosa*, рога оленя (типа китайских *Procervulus* sp. или *Metacervulus* sp.), *por Metacervulus cf. simplex*, обломок нижней челюсти с зубами, принадлежащий *Sinomegaceros* sp., кости конечностей хищников из сем. Canidae, Hyenidae, Felidae.

Из мелких млекопитающих здесь присутствуют остатки *Microtodon* sp. (крупная форма), *Dipoides* sp., Insectivora, Leporidae, *Ochotonoides* sp., *Ochotona* sp., *Lophocricetus* sp., Cricetinae, *Pliorhombomys* sp., *Pseudomeriones* sp., *Prosi-rhneus* sp. Представители родов *Microtodon* и *Depoides* были описаны ранее из месторождений Эртемете и Далайнор. По данным В.С. Зажигина, остатки *Microtodon* sp. позволяют интерпретировать возраст вмещающих их отложений в пределах нижнего эоплейстоцена (Девяткин и др., 1968).

В нижней пачке свиты выделены три горизонта, содержащих фауну унioniд. В двух нижних горизонтах, по предварительному определению А.Л. Чапальги, присутствуют *Lanceolaria curta* sp. nov., *Nodularia hirsinurica* sp. nov., *Nodularia devjatkini* sp. nov., *Nodularia betekeiensis mongolica* sp. nov., *Unio protractus altaicus* sp. nov. Верхний горизонт содержит более бедную по видовому составу фауну, которая представлена в основном *Nodularia subdouglos-sie* sp. nov.

Из отложений свиты Хиргис-Нур Е.К. Сычевской определены зубы, позвонки, кости и чешуя следующих форм рыб: *Perca* sp., *Chondrostoma* (?) sp., *Ca-*



Северный берег оз. Хиргис-Нур.

rasius sp., *Lucioperca* sp., *Esox lucius* L., *Parasilurus asotus* L. Из этих же отложений Е.Н. Курочкин (1971) определял остатки скелетов птиц: баклана – *Phalacrocorax mongoliensis* sp. nov.; лебедя – *Cygnus pristinus* sp. nov., гуся – *Anser devjathini* sp. nov. и др.

Кроме описанных фаунистических остатков, отложения содержат створки остракод и оогонии харовых водорослей, которыми буквально переполнены некоторые прослои. Палинологические анализы, проведенные из выборочных образцов, показали присутствие значительного количества пыльцы.

В верхней пачке свиты Хиргис-Нур прослой ракушняка содержат *Planorbis* sp., *Gyraulus* sp., *Valvata confusa* West., *V. ssorensis* West. (предварительные определения А.А. Стеклова и Я.И. Старобогатова). Из этой пачки отмыты остракоды: *Ilyocypris gibba* Ramd. var. *tubercularia* Agalar, *Eucypris clavata* Brady, *E. ornata* O. Müller, *Cyprinotus salinus* Brady, *Candona compressa* Koch., *Candoniella albicans* Brady (определения С.Ф. Меньшикова). Вероятно, в дальнейшем новые сборы и детальное описание столь разнообразных фаунистических остатков позволят сделать этот разрез опорным для расчленения зооплеистоцена Центральной Азии и корреляции его с другими разрезами.

Отложения свиты Хиргис-Нур обнажаются и на юго-западе Котловины Больших Озер вдоль берегов протоки Чоно-Хариах, соединяющей озера Хара-Ус-Нур и Хара-Нур (рис. 16). Ниже мы приводим описание сводного разреза, составленного по нескольким точкам, расположенным друг от друга на расстоянии 1,5–2 км. Общая мощность отложений не превышает 25–30 м.

Нижняя часть разреза представлена разнозернистыми полимиктовыми желтыми и серыми песками, местами горизонтально-, местами косослоистыми (мощность 12–15 м). Пески содержат многочисленные прослои алевритов и линзы галечников. Количество алевритов значительно увеличивается вверх по разрезу. Они обычно тонкогоризонтально-слоистые, сильно-слоистые, уплотненные, зеленовато-серого и желтоватого цвета. Однако среди них присутствуют бурые и даже ярко-рыжие прослои, окрашенные гидроокислами железа. Алевриты и пески содержат многочисленные кости млекопитающих, раковины гастропод, остракод и кости рыб.

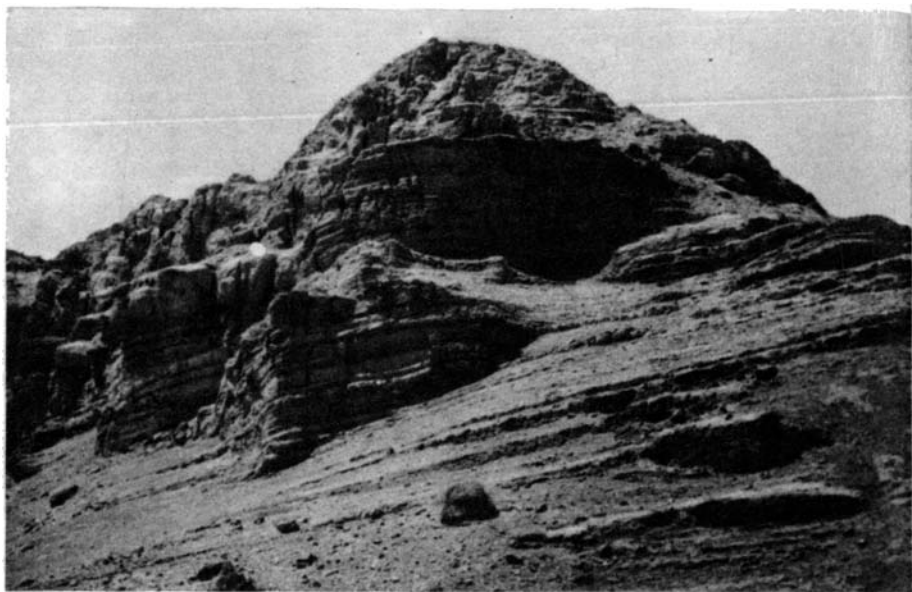


Рис.16. Верхняя пачка свиты Хиргис-Нур. Котловина Больших Озер. Протока Чоно-Хариах

Верхняя часть разреза состоит из мелкозернистых алевритистых песков, силлнослюдистых, горизонтальнослоистых, желтовато-серого цвета. Пески содержат прослой карбонатных глинистых алевритов, в которых присутствуют раковины гастропод и остракод, а в песках – остатки млекопитающих. Свита Хиргис-Нур с размывом перекрывается щебнистыми отложениями свиты Гошу. Из местонахождения Чоно-Хариах собраны многочисленные зубы гиппарионов: *Hipparion* sp., *Hipparion housenence* Teil. et J., *Proboscideipparion* sp., кости различных носорогов, клык верблюда, неполная челюсть саблезубого тигра. Из мелких млекопитающих присутствуют *Soricidae*, *Leporidae*, *Muridae*, *Mimomys* (A, B, C), *Lagomysidae*, *Ellobiini*, *Cricetulus* sp. В образцах из Чоно-Хариаха найдена бесчелюстная *Mimomys*, предположительно относящаяся к *Promimomys*. В.С.Зажигин считает, что остатки грызунов, сходные с европейскими *Promimomys*, обнаруженные вместе с настоящими *Mimomys*, могут датировать вмещающие осадки средним эоплейстоценом. Кроме того, в этом разрезе присутствуют остракоды и кости рыб тех же родов, что и в разрезе Хиргис-Нур. В верхней части свиты Хиргис-Нур на Чоно-Хариахе имеется один прослой карбонатных глинистых алевритов, переполненный раковинами моллюсков: *Lymnaea-
versa* Mts., *Planorbarius corneus* L., *Planorbis sieversi tangitarenensis* Germ., *Gyraulus* sp., *Valvata aliena* West., *V. ssorensis* W. Dyb., *Pisidium amnicum* Müll. (определения А.А. Стеклова и Я.И. Старобогатова). В этом же слое обнаружены позвонки жабы *Bufo* sp. (определение И.С. Даревского).

Палеонтологические остатки, приведенные из свиты Хиргис-Нур, позволяют предположительно датировать толщу, вмещающую эти остатки, нижним – средним эоплейстоценом.

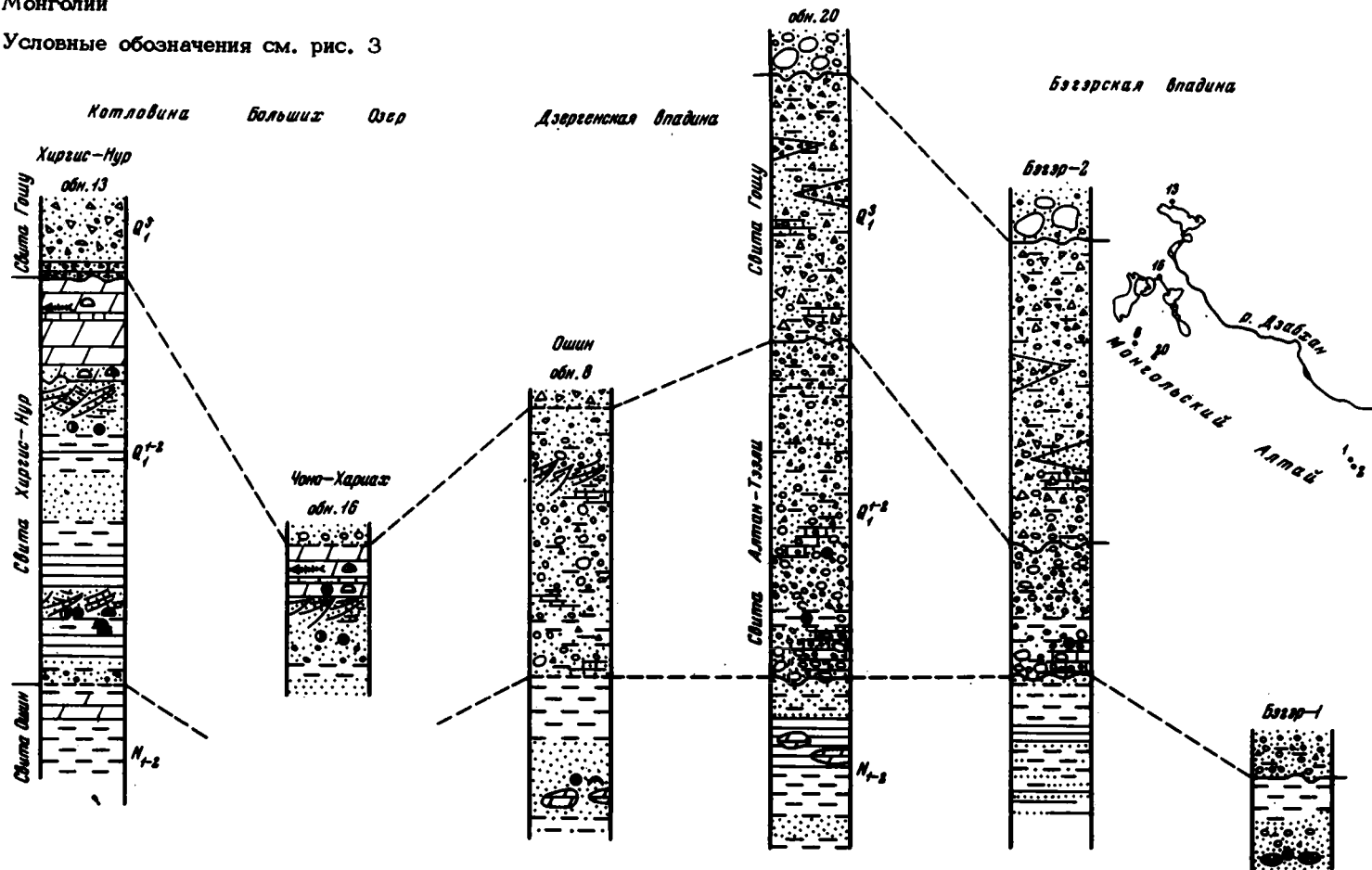
Аналогичные отложения описаны Берки и Моррис (Berkey, Morris, 1927) в Долине Озер у подножия Бого-Богдо, в районе оз. Орок-Нур. Они выделили их в формацию Хунг-Куре.

Описанные выше разрезы наглядно показывают резкое различие в строении разновозрастных толщ – свит Алтан-Тээли и Хиргис-Нур.

Свита Гошу. Отложения нижнего-среднего эоплейстоцена перекрываются буровато-серой щебнистой толщей свиты Гошу верхнего эоплейстоцена. Это название было предложено Берки и Моррис (Berkey, Morris, 1927), которые

Рис.17. Схема сопоставления отложений эоплейстоцена Западной Алтан-Тэгли Монголии

Условные обозначения см. рис. 3



описали формацию Гошу нижнеплейстоценового (по нашей схеме верхнезоплейстоценового) возраста в восточной части Долины Озер. Свита Гошу прослежена во всех изученных впадинах. Наиболее мощные разрезы ее наблюдаются в Бэгарской и Дзергенской впадинах (рис. 17).

Вдоль южного борта Бэгарской впадины отложения свиты Гошу с размывом и несогласием перекрывают образования свиты Алтан-Тээли (см. рис. 14). Они представлены мощной толщей (до 70 м) галечно-щебнистых отложений с прослоями и линзами песчано-алевритистых глин. Крупные обломки, как правило, не окатаны. Они неравномерно распределены в толще, что создает ее нечетко выраженную грубую горизонтальную слоистость. Терригенный материал представлен преимущественно зелеными сланцами, в меньшем количестве присутствуют кварциты, известняки, эффузивы и граниты. Последние по трещинам нередко окрашены гидроокислами железа в бурые тона. Окраска пород буровато-серая. Размеры обломков обычно не превышают 10–15 см. Изредка встречаются глыбы до 30–40 см. По размытой поверхности свиты Гошу перекрывается глинистыми и галечными отложениями плейстоцена.

В Дзергенской впадине в разрезе Алтан-Тээли на отложения ниже-среднего эоплейстоцена ложится толща галечно-щебнистых отложений свиты Гошу. Щебень и галька состоят из пестроцветных (серых, коричневых и вишневых) песчаников и алевролитов, серых гранитов и эффузивов; количество последних увеличивается вверх по разрезу. В толще присутствуют невыдержанные прослои и линзы песчаных глин, придающих ей горизонтальную слоистость. Кроме того, отдельные пачки включают обломки разных размеров, что тоже создает грубую горизонтальную слоистость. Средние размеры обломков 10–15 см. Заполнитель дресвяно-щебнистый, с обилием глинистых частиц. Мощность толщи около 60 м. В разрезе Алтан-Тээли в отложения свиты Гошу вложены грубые валуно-галечные образования плейстоцена.

В Котловине Больших Озер свита Гошу представлена маломощной пачкой щебнистых образований. В разрезе Хиргис-Нур на пачке мергелей свиты Хиргис-Нур лежит пачка щебней с песчано-глинистым розовато-серым заполнителем, с прослоями глинистых сильнокарбонатных песков серовато-желтого цвета. Мощность отложений не превышает 10–12 м. В западной части впадины, в районе Чоно-Хариах, свита Гошу представлена дресвяно-щебнистыми отложениями мощностью около 5 м.

Отложения свиты Гошу крайне бедны органическими остатками. Только в разрезах Хиргис-Нур и Чоно-Хариах изредка встречаются створки остракод (*Ilyocypris biplicata* Koch, определение С.Ф. Меньшикова) и кости рыб. Возраст этих отложений определится их стратиграфическим положением между фаунистически охарактеризованным нижним – средним эоплейстоценом и валуно-галечными отложениями плейстоцена.

Сопоставление эоплейстоценовых отложений изученных впадин с кратким описанием литологического строения толщ и их фаунистическая характеристика приведены на рис. 3. Необходимо отметить, что, несмотря на большое количество остатков разнообразной фауны (крупные и мелкие млекопитающие, птицы, моллюски, остракоды, рыбы), биостратиграфическая характеристика рассматриваемых толщ все же недостаточна для точного определения места этих отложений в общепринятой стратиграфической шкале. Однако стратиграфическое положение изученных отложений между образованиями миоплицена и плейстоцена не вызывает сомнений.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ И МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Изучение минерального состава пород и их текстурно-структурных особенностей играет решающую роль при выяснении условий образования любых отложений. Особенно большое значение оно имеет при восстановлении обстановки накопления континентальных отложений, которые, как известно, отличаются весьма сложным фациальным строением и довольно пестрым минеральным составом. Изучение этих особенностей позволяет осветить генетические признаки пород, установить их фациальную принадлежность и закономерности распределения по площади, а также наметить основные геохимические процессы, протекающие при формировании осадков и восстановить палеогеографическую обстановку периода осадконакопления. Поэтому генетическая и минералого-петрографическая характеристика пород положена в основу изучения континентальных отложений эоплейстоцена исследованных межгорных впадин Центральной Азии.

Зайсанская впадина

Вторушкинская свита

Вторушкинская свита в различных частях Зайсанской впадины имеет разное строение. В прибрежных участках она сложена бурыми карбонатными песчанистыми глинами и щебнисто-галечными отложениями с прослоями конгломератов и конгломерато-брекчий. В центре впадины свита состоит в основном из песчанистых и алевроитистых глин с редкими прослоями глинистых мергелей и галечников. Различия в составе и строении отложений вторушкинской свиты объясняются закономерной сменой условий осадконакопления в направлении от гор к центру впадины и позволяют разделить их на пролювиальные и озерные образования. Распределение выделенных отложений показано на рис. 18.

Пролювиальные отложения широко развиты в Южном Призайсанье. Они обнажаются вдоль северных подножий хр. Сайкан и Манрак, слагая древние конусы выноса. Эти отложения имеют большую мощность и обладают грубой горизонтальной слоистостью, обусловленной чередованием пачек пород разного гранулометрического состава. Отдельные пачки крайне не выдержаны по простиранию и представляют собой серии больших и малых линз. Большая часть свиты состоит из плохо отсортированных песчанистых и алевроитистых глин — плотных, оскольчатых, карбонатных, с многочисленными налетами окислов марганца. В глинах изредка наблюдается тонкая горизонтальная слоистость. В виде многочисленных прослоев и линз присутствуют щебнисто-галечные отложения с песчано-глинистым заполнителем, разнозернистые пески с примесью гравийных частиц и редкой гальки, а также галечники. Обломочный материал грубых прослоев некрупный (5–10 см, изредка до 20 см), довольно плохо окатан (преобладают обломки неправильной формы, со сглаженными углами) и плохо отсортирован, хотя встречаются линзы хорошо окатанных (гальки округлой и овальной формы) и отсортированных галечников и гравийников. Щебнисто-галечным отложениям свойственно массивное неслоистое

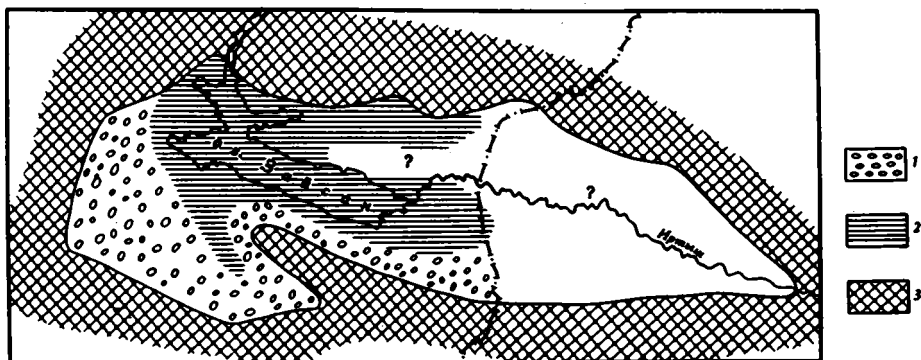


Рис.18. Схема распределения различных генетических типов отложений нижнего – среднего эоплейстоцена Зайсанской впадины

1 – пролювиальные отложения; 2 – озерные отложения; 3 – современные выходы докайнозойского основания

сложение, однако в отдельных прослоях заметно субгоризонтальное расположение обломков, создающее четкую горизонтальную слоистость. В низах песков нередко отмечается косая слоистость. Толща пролювиальных отложений вторуш-кинской свиты, как видно из приведенного описания и серии графиков (рис. 19, 20), состоит из самых разнообразных по гранулометрическому составу пород и имеет сложное строение. Особенности строения этой толщи отражают характер осадконакопления в нижнем – среднем эоплейстоцене в прибортовых частях впадины. Формирование грубых отложений связано с деятельностью временных потоков, а возможно и более или менее постоянных водотоков с весьма изменчивым гидрологическим режимом (Шанцер, 1966). Наиболее грубые и сравнительно хорошо окатанные галечники, очевидно, относятся к потоковой фации пролювия (Елисеев, 1963, 1964) и накапливались в стречневой зоне временных потоков. Несортированные песчано-алевритистые глины с включенными в них крупными обломками разнообразных пород, по всей вероятности, относятся к селевым образованиям. Такие отложения весьма широко распространены во вторуш-кинской свите. Наконец, часть песчаных и алевритистых глин с четкой горизонтальной слоистостью, возможно, накапливалась в мелководных озерах периферической части конусов выноса и во временных лужах, образовавшихся в углублениях русла потоков после спада полых вод (фация разливов и субфация залившихся участков русла потоковой фации). Однако формирование основной массы плохо отсортированных песчаных и алевритистых глин скорее всего обусловлено селевыми процессами, которые очень интенсивно протекают в районах с семиаридным климатом в связи с отсутствием сплошного дернового покрова, затрудняющего смыв продуктов выветривания (Чумаков, 1965; Шанцер, 1966). Подготовленный выветриванием материал во время редких ливневых дождей перемещался по склону в виде грязевых потоков, формируя вдоль подножий хребтов обширные пролювиальные шлейфы.

Вследствие плохой сортировки пород даже в глинистых прослоях почти всегда присутствует примесь песчаных и гравийных зерен, а в составе песков и заполнителя щебнисто-галечных отложений непременно участвуют алевритовые и пелитовые частицы. В связи с этим описание вещественного состава пролювиальных отложений приводится для толщи в целом, а не для отдельных разностей пород. В составе обломочной части грубых отложений преобладают граниты (серые и розовые крупнокристаллические роговообманково-биотитовые и серые мелкокристаллические биотитовые) и диабазовые порфириды. Реже встречаются хлоритовые сланцы, кремнистые породы, песчаники, алевролиты и

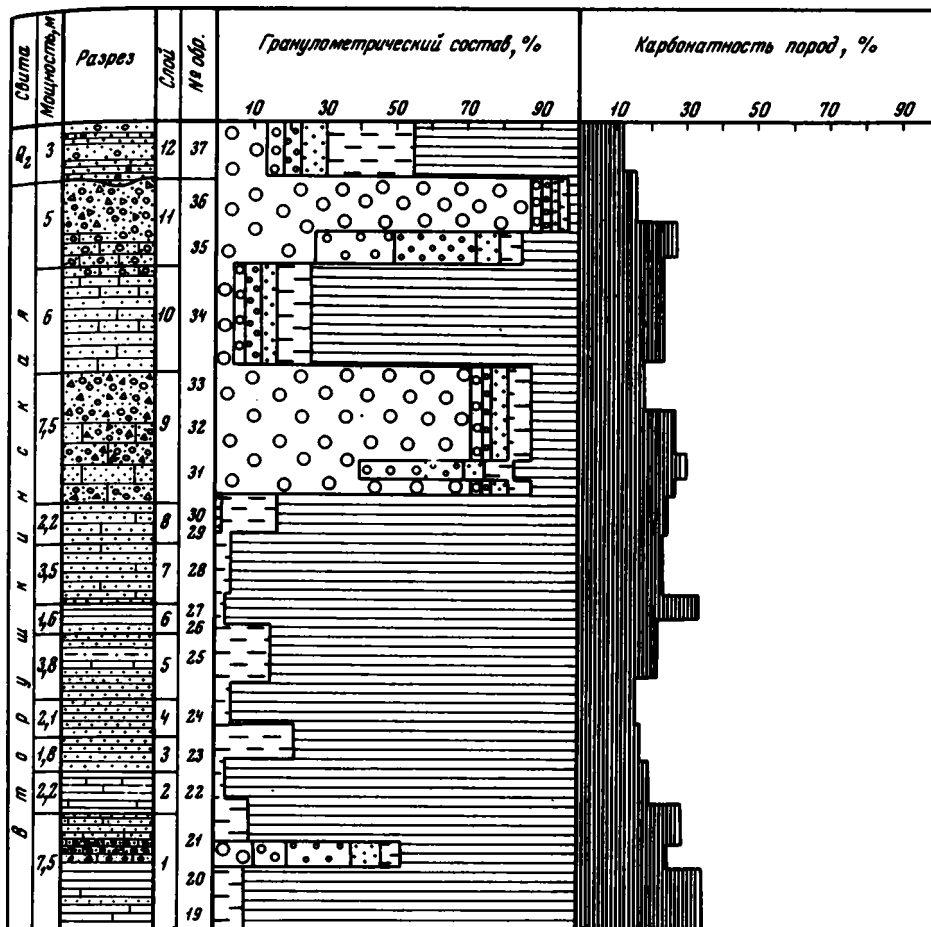


Рис. 20. Гранулометрический состав и карбонатность отложений вторушкинской свиты в разрезе по р. Чет-Ласты

Условные обозначения см. рис. 3

известняки. Многие обломки диабазовых порфиров, сланцев и гранитов разрыхлены и ожежены. Песчаные и алевритовые зерна отложений представлены кварцем, плагиоклазами, обломками тонкозернистых кварцитов, алевритов и хлоритовых сланцев. В меньших количествах присутствуют биотит, мусковит, микроклин и ортоклаз.

В составе тяжелой части алевритовой фракции всех разновидностей пород, слагающих проловинальные толщи, преобладают рудные минералы (45–70%), представленные магнетитом, лимонитом, гематитом и лейкоксенизированным ильменитом. Среди прозрачных минералов основная роль принадлежит роговой обманке, эпидоту и пироксенам (гиперстен, авгит, эгирин). В несколько меньшем количестве присутствуют циркон и турмалин. Гранат, титановые минералы, ставролит и цоизит встречаются в виде незначительной примеси, а дистен и апатит – в единичных зернах. Общее содержание тяжелых минералов в алевритовой фракции пород не превышает 10% (рис. 21, разрез Калмакпай; рис. 22, разрез Чет-Ласты), изменяясь от слоя к слою, в зависимости от грубости породы – наименьшее количество тяжелой фракции наблюдается в глинистых прослоях.

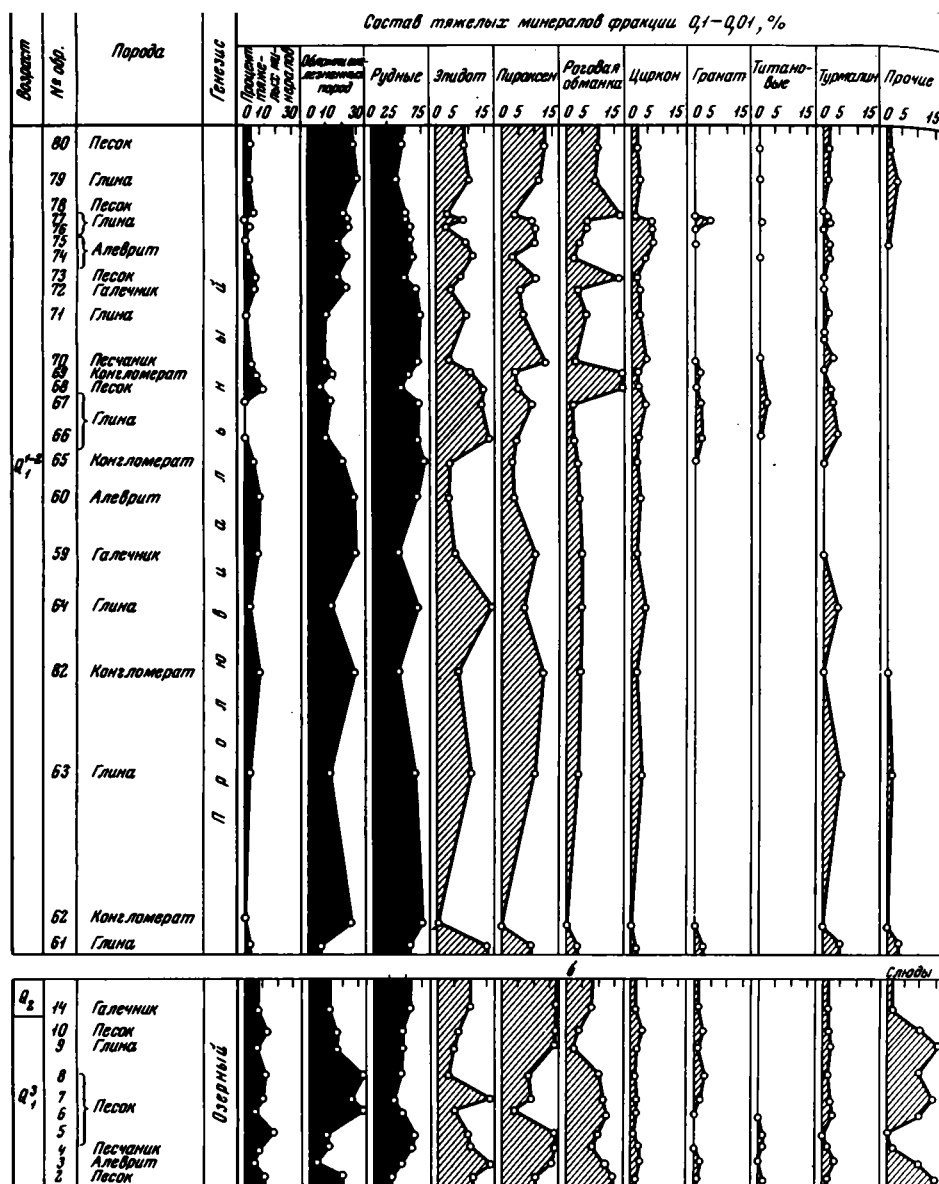


Рис. 21. Состав и содержание тяжелых минералов в алевритовой фракции эоплейстоценовых отложений в разрезах р.Калмакпай (а) и у родника Курнеб (б)

Основную часть пелитовой фракции пород составляют глинистые минералы. В щебнисто-галечных отложениях на долю пелитовой фракции приходится около 10%, а в глинистых прослоях до 80% и более (см. рис. 19 и 20). Глинистые минералы представлены мельчайшими удлиненными чешуйками с яркими интерференционными окрасками (Ng' - 1,580-1,560; Np' - 1,558-1,535; Ng' - Np' = 0,022-0,025). В заполнителе грубых отложений глинистые частицы обычно расположены беспорядочно, в глинистых прослоях они имеют спутанноволочнистое сложение. Изучение глинистого вещества с помощью различных методов показало смешанный состав: гидрослюда, монтмориллонит, каолинит и

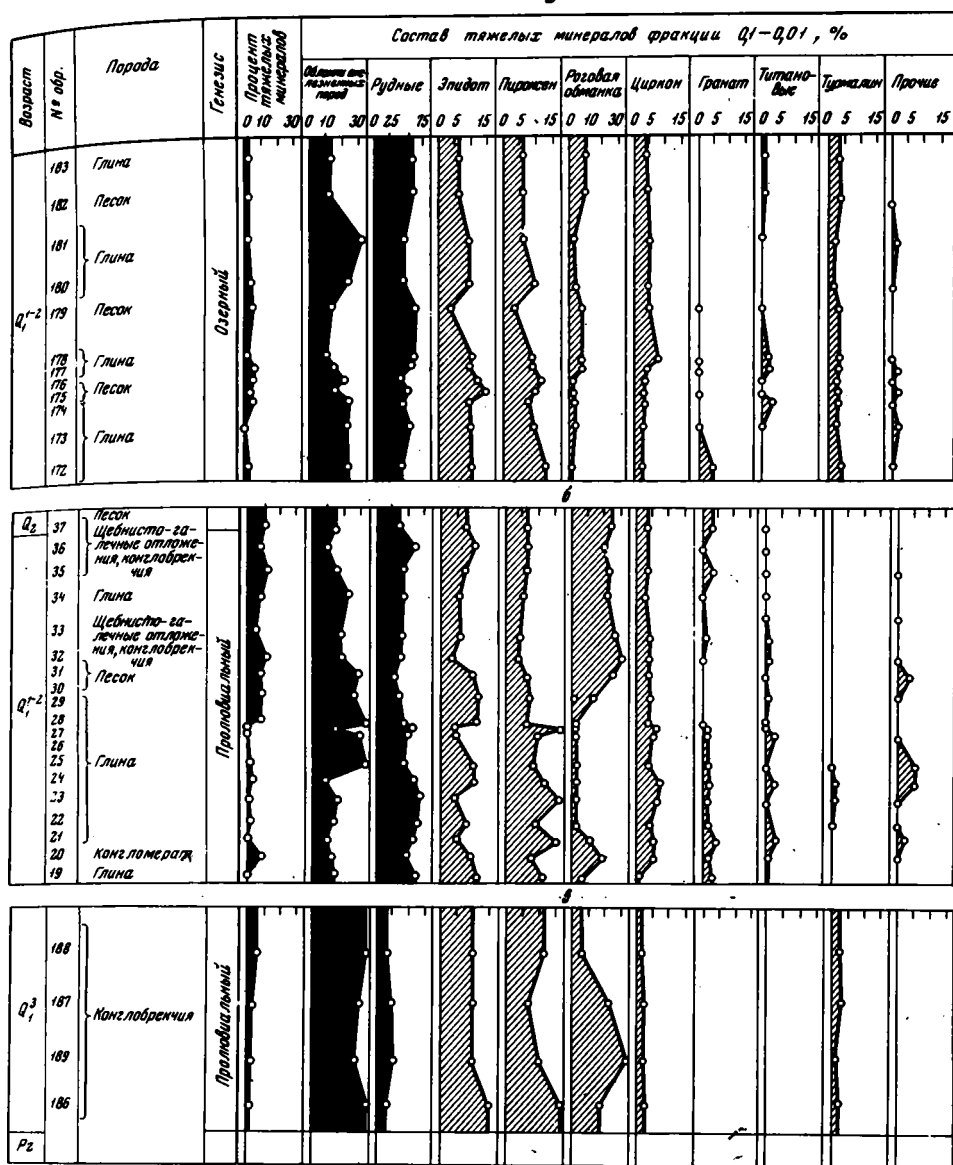


Рис.22. Состав и содержание тяжелых минералов в алевритовой фракции эоплейстоценовых отложений в разрезах Кусто (а), Чет-Ласты (б) и Кульжай-Ащи (в)

магнезиальные силикаты. Количественные соотношения отдельных компонентов различны в разных разрезах. Это, вероятно, связано с примесью более древнего, доэоплейстоценового, глинистого вещества, поступление которого было обусловлено размывом разновозрастных горизонтов подстилающих мезо-кайнозойских отложений, отличающихся по составу глинистого вещества. Так, в образцах 57/63 и 60/63 (рис. 23, разрез по р.Калмакпай), судя по характеру кривых нагревания, вероятно, преобладает гидрослюда, в обр. 77/63 (р.Кендерлык) большее значение принадлежит монтмориллониту, а в обр.61/63 (р.Аксыр) отчетливо проявляется присутствие каолинита. Рентгенографическое

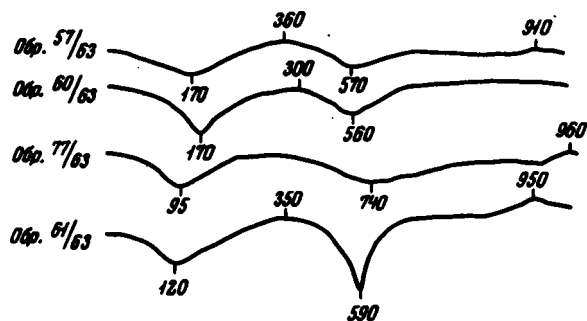


Рис.23. Термограммы глинистого вещества (фракция < 0,001 мм) из проловияльных отложений вторушкинской свиты

изучение глинистого вещества (табл. 6) также установило многокомпонентный состав пелитовой фракции проловияльных отложений вторушкинской свиты. Присутствие монтмориллонита и гидрослюда фиксируется по наличию характерных базальных рефлексов (16,8 Å и 10,1 Å); каолинит устанавливается по рефлексу 7,1 Å, исчезающему после прокаливания образца в течение двух часов при $t=550^{\circ}\text{C}$.

Таблица 6

Расчет рентгенограммы глинистой фракции (< 0,001 мм), выделенной из проловияльных отложений вторушкинской свиты (обр. 62/63)

Ориентированный насыщенный глицерином		Ориентированный прокаленный при $t = 550^{\circ}\text{C}$	
I	$d, \text{\AA}$	I	$d, \text{\AA}$
10	16,8	2	13,6
3	10,1	9	9,9
1	8,9	-	-
5	7,1	-	-
1	4,96	4	5,0
3	4,50	5	4,50
1	4,19	3	4,26
5	3,55	2	3,53
4	3,34	10	3,34
1	3,21	4	3,23
2	2,98	-	-
1	2,86	1	2,89
1	2,80	-	-
0,5	2,67	-	-
3	2,57	3	2,58
1	2,457	2	2,419
2	2,347	1	2,285
1	2,120	1	2,140
3	1,987	2	2,015
0,5	1,886	1	1,927
1	1,824	1	2,895
0,5	1,772	2	1,813
1	1,710	-	-
3	1,657	3	1,666
1	1,537	1	1,541
4	1,499	2	1,504
1	1,442	1	1,453

Химический анализ пелитовой фракции этих отложений показал относительно высокое содержание Fe_2O_3 (5,99%), что, вероятно, связано с наличием примеси свободных гидроокислов железа, хотя не исключено, что оно входит в состав железистой разности монтмориллонита – ферримонтмориллонита (табл. 7). Относительно большое количество калия (K_2O – 2,40%) подтверждает присутствие в составе глинистого вещества гидрослюда. Магнезиальные силикаты обнаружены электронно-микроскопическим анализом.

Глинистые агрегаты обычно окрашены в красновато- и желтовато-бурые тона гидроокислами железа, которые либо тонко распылены в породе, либо образуют мелкие бобовины (размером 0,03–2 мм) и темные, почти непрозрачные хлопьевидные скопления (рис. 24).

Таблица 7

Химический состав (в %) глинистой фракции (<0,001 мм), выделенной из щебнисто-галечных отложений вторушкинской свиты

Компоненты	Обр. 61/64	Обр. 66/64
SiO_2	48,11	49,27
TiO_2	0,84	0,66
Al_2O_3	22,72	19,95
Fe_2O_3	5,99	6,60
FeO	0,32	0,86
CaO	0,64	0,77
MnO	0,05	0,01
MgO	2,24	2,74
Na_2O	0,36	0,31
K_2O	2,40	2,57
H_2O^+	10,61	8,16
H_2O^-	5,10	5,89
P_2O_5	0,09	0,37
Сумма	99,47	98,16
Кварц		
свободн.	1,34	1,56

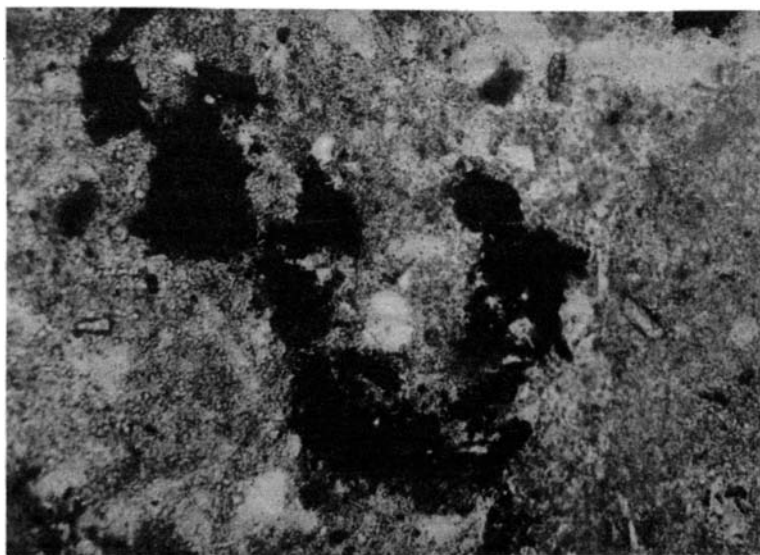


Рис. 24. Железо-марганцевистые стяжения в глинистых алевролитах вторушкинской свиты. Увел. 200, без анализатора

Порода, № обр.		$Fe_{вал}$	Fe^{+2}	Fe^{+3}_{HCl}
Песчано-алевритовая глина,	60/64	2,92	0,06	2,06
То же,	64/64	3,82	0,06	2,73
"	62/64	4,25	0,06	2,96
"	67/64	3,92	0,06	3,06
Песчанистая глина,	75/64	3,61	0,06	2,51
Песок,	70/64	3,42	0,11	1,68
Песчано-глинистый карбонатный цемент конгломерато-брекчий,	68/64	2,13	0,06	1,39
То же,	69/64	3,14	0,11	2,01
Песчанистая глина,	76/64	3,92	0,22	1,90
То же,	77/64	3,97	0,11	1,34

Количество железа в породах определялось аналитически по методике, предложенной Н.М.Страховым и Э.С.Залманзон (1955). Железо, определяемое как $Fe_{вал}$, они разделяют на легкоподвижное (реакционноспособное) и обломочное ($Fe_{обл}$), входящее в решетку обломочных минералов. В составе реакционноспособного железа определяются: железо закисное, растворимое в $HCl - Fe^{+2}$; железо окисное, растворимое в $HCl - Fe^{+3}$, и железо, связанное с серой в виде сульфидов - $FeFeS_2$. Поскольку реакционноспособное железо извлекается из породы 1,5%-ной HCl , в него попадает небольшая часть железа, входящего в решетку таких силикатных минералов, как хлорит, монтмориллонит и гидрослюда. Примесь этого силикатного железа несомненно несколько искажает реальное соотношение форм реакционноспособного железа в породе. Однако при сравнении отложений, имеющих одну и ту же область сноса, эта примесь должна быть практически довольно постоянной величиной. В связи с этим соотношение форм реакционноспособного железа, определяемое по данной методике, использовалось нами для качественной характеристики интенсивности процессов редукции железа, для качественной оценки окислительно-восстановительных условий среды осадконакопления.

Общее содержание железа в пролювиальных отложениях вторушкинской свиты не превышает 4%, причем основная часть его (до 77%) падает на долю реакционноспособного железа, в котором главная роль принадлежит окисному железу (до 98% от реакционноспособного железа; табл. 8). Те небольшие количества закисного реакционноспособного железа, которые устанавливаются химическим анализом в пролювиальных отложениях вторушкинской свиты, очевидно, образуются в процессе диагенетического оглеения (Перельман, 1965) и, вероятно, представлены железистыми карбонатами - сидеритом и анкеритом. Вследствие незначительного содержания этих минералов в породе (доли процента) и весьма малой величины их зерен они устанавливаются только при микроскопическом изучении открытых шлифов, окрашенных по методике Л.Е.Штернберга (1965). Железистые карбонаты примерно в тех же количествах (максимум до 1,5%) выявляются таким же образом и во всех прочих эоплейстоценовых отложениях изученных впадин. Наряду с железом в породах определя-

СВИТЫ

Fe^{+2} FeS_2	$\text{Fe}_{\text{обл.}}$	% реакцион- носпособно- го Fe от Fe вал	Mn	Fe^{+2} HCl	Fe^{+3} HCl	Fe^{+2} FeS_2
				в % от реакционноспособного железа		
0,02	0,78	73,3	0,06	2,8	96,3	0,9
0,02	1,01	73,6	0,005	2,5	97,3	0,2
0,01	1,21	71,3	0,06	1,9	98,0	0,1
0,01	0,78	77,3	0,09	1,9	97,7	0,4
0,04	1,00	72,3	0,07	2,3	95,5	2,3
0,01	1,52	52,6	0,06	6,1	93,3	0,6
0,01	0,67	68,5	0,07	4,1	95,1	0,8
0,01	1,01	67,8	0,08	5,1	94,8	0,1
0,006	1,79	54,2	0,09	10,3	89,2	0,5
0,01	2,51	36,7	0,07	7,4	91,8	0,8

Таблица 9

Химический состав (в %) карбонатной части проловинальных отложений вто-
рушкиской свиты

Компоненты	Конгломе- рат, обр. 54/63	Алевритис- тая глина, обр. 26/64	Конгломера- то-брекчия, обр. 69/64	Конгломера- то-брекчия, обр. 68/64	Алеврити- стая глина, обр. 58/63
Нераствори- мый остаток	62,18	58,68	64,16	63,84	30,08
R_2O_3	2,26	3,61	4,43	1,95	1,36
CaO	17,88	17,47	10,98	17,87	38,46
MgO	0,21	0,44	0,73	0,69	-
P_2O_5	-	0,57	-	-	-
CO_2	13,60	12,98	9,00	14,81	29,95
Сумма	96,13	93,75	89,30	99,16	99,85
CaCO_3	30,93	29,52	19,62	31,93	68,11
MgCO_3	-	-	0,69	1,44	-
$\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$	-	1,29	-	-	-
MgO изб.	0,21	0,44	0,40	-	-
CaO изб.	0,55	0,26	0,40	-	0,29

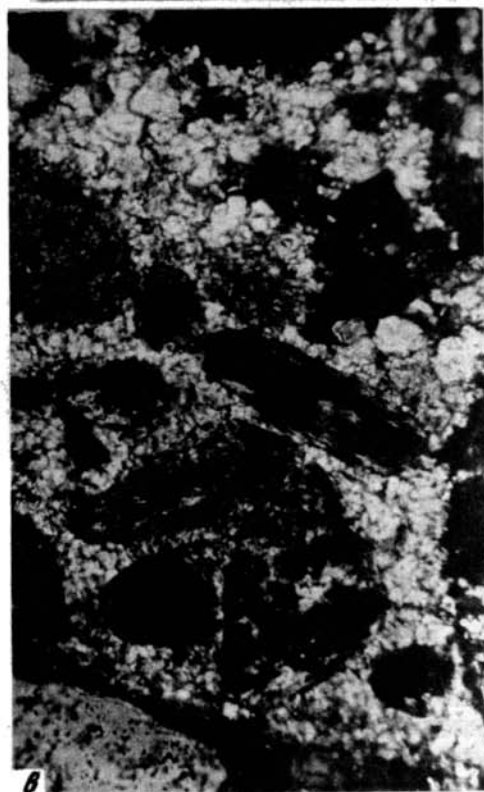
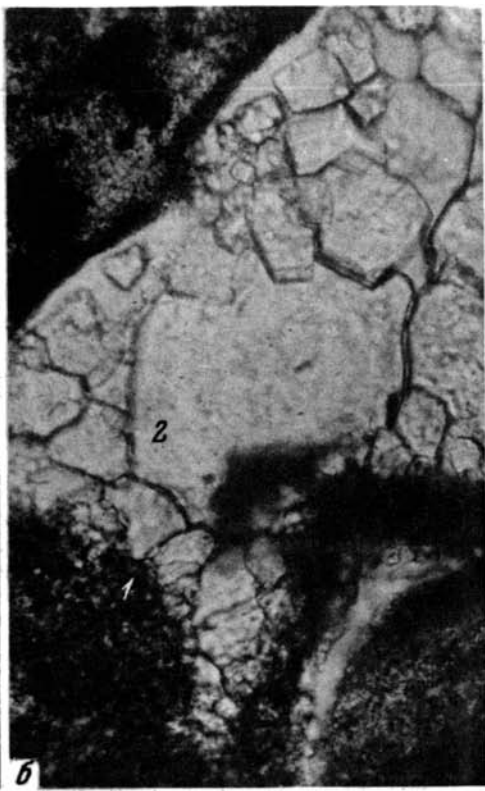
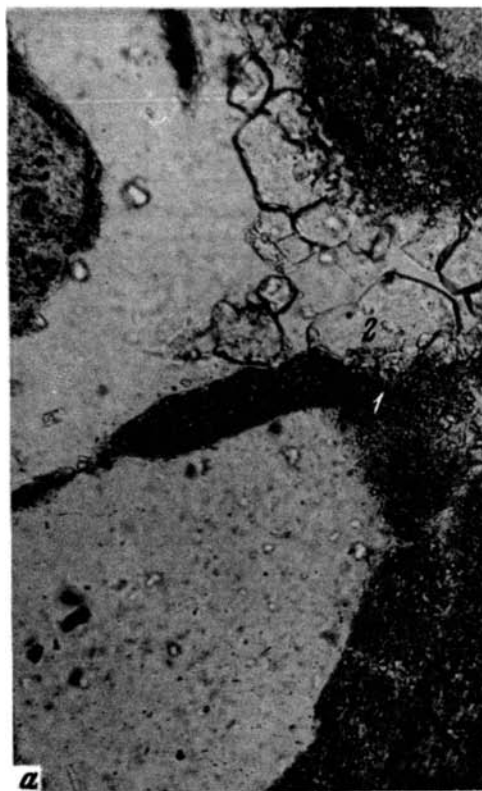


Рис.25. Карбонатный цемент конгломерато-брекчий вторушкинской свиты. Увел. 200, без анализатора

а, б – цемент с двумя генерациями кальцита: 1 – пелитоморфный кальцит с примесью глинистых частиц, 2 – крупнокристаллический кальцит; а – р.Чет-Ласты, б – р.Калмакпай; в – крустификационный цемент, р.Чет-Ласты

лось также количество остаточного органического углерода ($C_{орг}$), содержание которого, согласно Н.М.Страхову и Э.С.Залманзон, является одним из факторов, определяющих соотношение форм реакционноспособного железа. Надо сказать, что во всех изученных разрезах эоплейстоценовых отложений количество $C_{орг}$ незначительно, а во многих образцах он совсем не улавливается химическим анализом. Поэтому для количественной оценки содержания $C_{орг}$ в породах необходима статистическая обработка большого числа анализов. Имеющиеся в нашем распоряжении данные недостаточны для такой оценки, однако они все же дают возможность судить о величинах $C_{орг}$ и позволяют наметить общую тенденцию в изменении его содержания в породах.

В пролювиальных отложениях вторушкинской свиты $C_{орг}$ составляет 0,04–0,16%.

Гидроокислы железа часто ассоциируют с окислами марганца. Содержание марганца в породах обычно составляет сотые доли процента (см. табл.8).

Все пролювиальные отложения вторушкинской свиты карбонатны (см.рис. 19, 20). Карбонаты представлены почти исключительно кальцитом (табл. 9). Основная масса его состоит из тонкодисперсного кальцита, который либо равномерно распределен в породах, либо неправильными пятнами обогащает отдельные их участки. Кроме тонкораспыленного кальцита, в глинистых прослоях нередко наблюдаются кальцитовые жилки, выполняющие микротрещины в породе, и карбонатные трубочки (до 2 мм в диаметре). В крупнообломочных разностях пород карбонат принимает участие в составе заполнителя щебнисто-галечных отложений, местами скрепляя их в прочные конгломерато-брекчии. Строение карбонатного цемента разнообразное. Отмечается цемент базальный, крустификационный (корковый) и поровый. В первом передко видны две генерации кальцита: тонкозернистый кальцит первой генерации окаймляет обломочные зерна породы, а крупнокристаллический кальцит второй генерации заполняет промежутки между ними (рис. 25).

Озерные отложения вторушкинской свиты распространены в центральной и северной частях Зайсанской впадины. Для толщи озерных отложений характерны тонкозернистый состав пород, их четкая горизонтальная слоистость и присутствие в породах костей рыб, створок остракод, обломков раковин гастропод и оогоний харовых водорослей. Эта толща сложена песчанистыми и алевроитистыми глинами с редкими прослоями глинистых мергелей, песков и галечников. В качестве примера озерных отложений приведем разрез по р.Куосто (рис. 26), иллюстрирующий однородное строение толщи и мелкозернистый состав слагающих ее отложений.

Песчанистые и алевроитистые глины обладают отчетливой макро- и микрогоризонтальной слоистостью, обусловленной различным содержанием в отдельных прослойках песчаных и алевроитовых частиц. Глины красновато- и коричневатобурые, очень плотные, оскольчатые, карбонатные, с многочисленными налетами окислов марганца по трещинам. Структура глин алевропелитовая и пелитовая. Расположение глинистых частиц в породах, как правило, беспорядочное, значительно реже встречаются прослой глины, в которых глинистые чешуйки имеют определенную ориентировку, располагаясь параллельно поверхности наслоения. На рентгенограмме пелитовой фракции, выделенной из алевроитистой глины, фиксируются базальные рефлексы, характерные для гидрослюда ($d = 10,1 \text{ \AA}$), каолинита ($d = 7,2 \text{ \AA}$), хлорита ($d = 14,4 \text{ \AA}$), монтмориллонита ($d = 17,6 \text{ \AA}$) и кварца (табл. 10). Исследование глинистого вещества под электронным микроскопом показало присутствие в нем и магнезиальных силикатов.

Данные химического анализа глинистого вещества, выделенного из ряда образцов песчанистых и алевроитистых глин разных скважин, свидетельствуют о некотором изменении состава пелитовой фракции от скважины к скважине (табл. 11), что нашло отражение и в характере кривых нагревания глинистого вещества этих образцов (рис. 27). Однако в большинстве образцов преобладающим компонентом все же является гидрослюда.

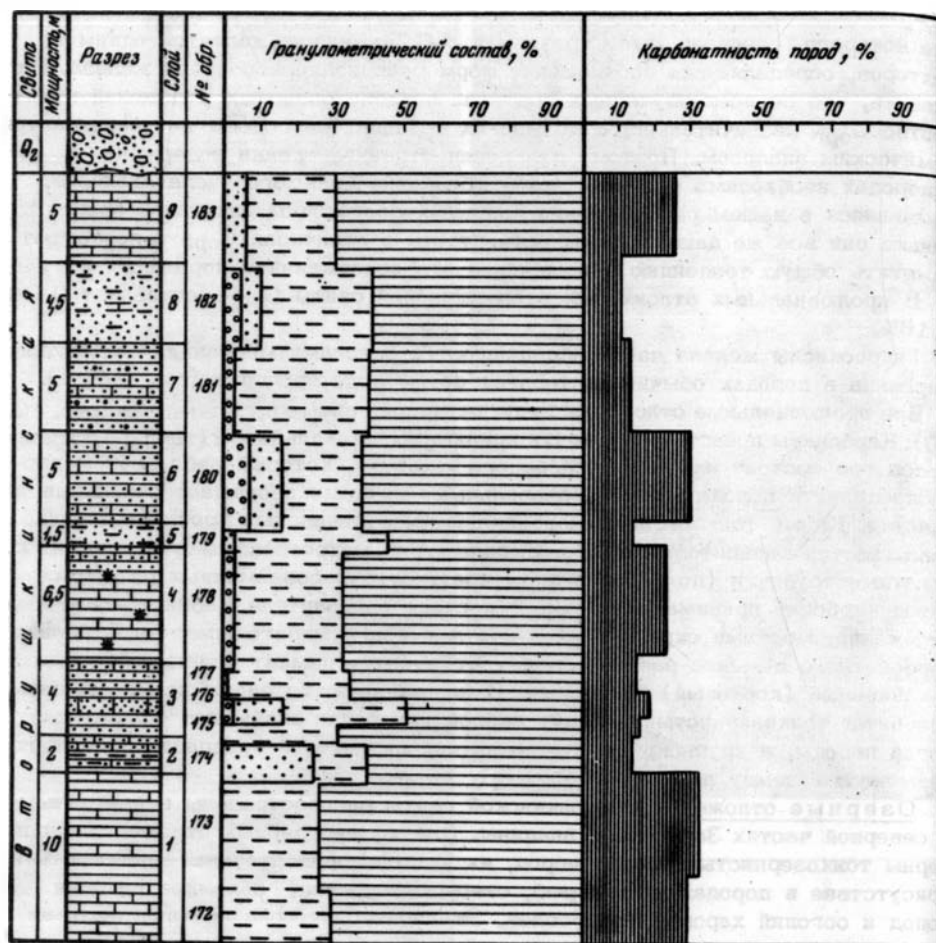
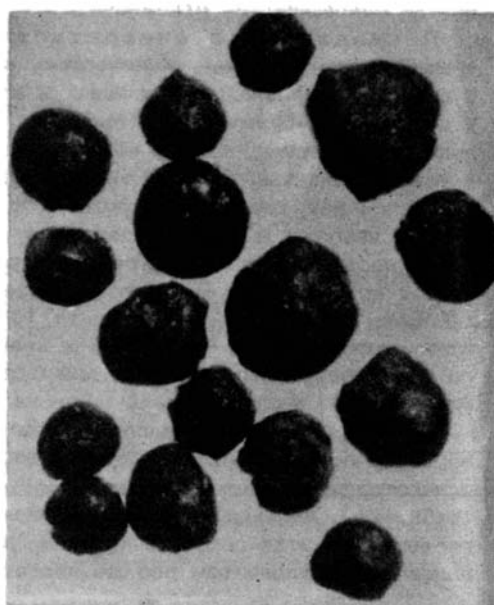
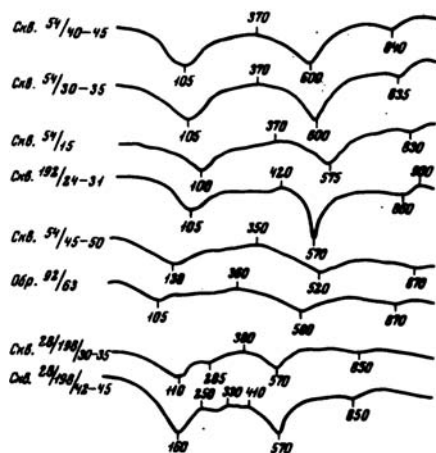


Рис. 26

Рис. 28

Рис. 27



Расчет рентгенограммы глинистой фракции ($<0,001$ мм), выделенной из алевроитистой глины вторушкинской свиты (обр. 95/63)

Ориентированный насыщенный глицерином		Ориентированный прокаленный при $t = 550^{\circ}\text{C}$	
l	$d, \text{\AA}$	l	$d, \text{\AA}$
1	17,6	-	-
2	14,4	5	13,8
7	10,1	9	10,1
4	7,2	-	-
2	5,0	3	4,99
1	4,72	-	-
3	4,46	2	4,48
3	4,22	2	4,22
-	-	1	3,70
4	3,54	1	3,47
10	3,34	10	3,34
2	3,21	2	3,19
1	2,98	1	2,97
2	2,85	1	2,82
1	2,67	1	2,69
3	2,57	3	2,58
2	2,446	2	2,446
2	2,373	1	2,362
1	2,248	1	2,270
2	2,120	2	2,120
3	2,004	3	1,983
2	1,959	-	-
3	1,813	3	1,813
2	1,667	1	1,704
-	1,641	2	1,654
2	1,537	3	1,537
3	1,497	2	1,502
-	-	1	1,447
-	-	4	1,374

Рис.26. Гранулометрический состав и карбонатность озерных отложений вторушкинской свиты в разрезе по левому берегу р.Кусто

Условные обозначения см. рис. 3

Рис.27. Термограммы глинистого вещества (фракция $< 0,001$ мм) из озерных отложений вторушкинской свиты

Рис.28. Округлые железистые бобовины из озерных глин вторушкинской свиты (Зайсанская впадина). Увел. 20

Таблица 11

Химический состав (в %) глинистой фракции (<0,001 мм) из озерных отложений вторушкинской свиты

Компоненты	Скв.192, глубина 24-31 м	Скв.28/98, глубина 42-45 м	Скв. 54			Скв.28/98, глубина 58 м
			глубина 40-45 м	глубина 15 м	глубина 30-35 м	
SiO ₂	48,35	50,03	48,99	48,75	47,68	47,77
TiO ₂	0,66	0,56	0,63	0,77	0,86	0,59
Al ₂ O ₃	20,60	17,86	19,07	18,21	17,99	18,74
Fe ₂ O ₃	8,68	7,31	7,82	7,38	8,57	9,51
FeO	0,91	0,51	0,56	0,82	0,53	0,15
MnO	0,08	0,06	0,18	0,11	0,16	0,54
CaO	0,62	0,86	1,02	1,75	1,76	1,22
MgO	3,50	5,03	4,23	4,13	3,92	3,84
Na ₂ O	0,34	0,24	0,20	0,14	0,45	0,18
K ₂ O	2,54	2,34	2,76	3,10	3,10	2,47
H ₂ O ⁻	6,14	6,93	6,75	5,57	5,74	7,39
H ₂ O ⁺	7,08	8,24	7,03	9,07	9,43	6,82
P ₂ O ₅	0,25	0,21	0,25	0,16	0,18	0,39
C	0,07	0,16	0,13	0,20	Нет	0,14
Сумма	99,82	100,34	99,62	100,43	100,37	99,75
Кварц.сво- бодн.	2,80	1,92	1,48	0,19	1,87	0,84

Содержание (в %) железа и марганца в озерных отложениях вторушкинской свиты

Порода, № обр.		Fe _{вал}	Fe ⁺² _{HCl}	Fe ⁺³ _{HCl}
Глина алевритистая,	172/64	3,70	0,11	2,57
То же,	173/64	3,70	-	2,29
"	178/64	4,70	0,11	2,12
Глина песчанистая,	179/64	3,47	0,02	1,88
То же,	180/64	3,58	0,12	1,90
"	249/14	4,25	0,17	2,62
Песок глинистый,	177/64	2,91	0,06	1,17
То же,	175/64	3,58	0,11	1,95
"	249/20	2,92	0,17	1,73
"	181/64	3,36	0,11	2,46
"	179/63	3,92	0,11	2,24
"	182/64	3,37	0,17	2,18

Озерные глины содержат до 4,7% железа. Большая часть его представлена реакционноспособным окисным железом (табл. 12), которое либо тонко распылено в глинистой массе; либо концентрируется в конкреционных стяжениях в виде мелких одиночных бобовин. Господство реакционноспособного окисного железа говорит о том, что накопление осадков происходило в условиях хорошей аэрации. В то же время наличие в песчанистых глинах многочисленных бобовин, которыми нередко на 50% сложена песчаная и алевроитовая фракция пород (рис. 28), свидетельствует о некотором перераспределении железа в осадке. Количество железистых бобовин в озерных песчанистых глинах значительно больше, чем в песчанистых глинах проловняльной толщи, хотя общее содержание реакционноспособного железа в породах обеих толщ примерно одинаково, что говорит о большей интенсивности диагенетических процессов в озерных осадках. Соответственно здесь несколько увеличивается и содержание остаточного органического углерода ($C_{орг} = 0,08-0,21\%$).

Вместе с железом в виде незначительной примеси присутствует марганец, количество которого в озерных отложениях несколько выше, чем в проловняльных образованиях (см. табл. 8 и 12).

Озерные глины вторушкинской свиты обычно сильнокарбонатны (см. рис. 26). Карбонат представлен кальцитом (табл. 13). Он встречается в виде тонкодисперсной примеси, различной величины карбонатных трубочек и крупных прозрачных кристаллов, выполняющих трещины и пустоты в породах. Содержание кальцита в отдельных прослоях глин нередко достигает 35 - 40%, что позволяет относить такие породы к глинистым мергелям. Глинистые мергели состоят из мельчайших глинистых частиц и тонкозернистого кальцита. Они окрашены в розовато-бурые тона, очень плотные, крепкие, тонкогоризонтальнослоистые.

Образование глинистых мергелей несомненно связано с химическим осаждением кальцита. Однако нельзя исключать и возможность привноса во взвешенном состоянии мельчайших карбонатных частиц вместе с другими пелитовыми частицами (Страхов, 1960). Образование карбонатных трубочек, неправильных стяжений и крупных прозрачных кристаллов связано с постседиментационными процессами перераспределения карбонатного вещества. В толще песчанистых глин изредка встречаются хорошо ограненные кристаллы гипса, образующие двойниковые сростки.

Таблица 12

Fe _{FeS₂}	Fe _{обл}	% реакци- онноспособ- ного желе- за от Fe _{вал}	Mn	Fe ⁺² HCl	Fe ⁺³ HCl	FeFS ₂
				в % от реакционноспособного железа		
0,01	1,01	73,0	0,07	4,1	95,6	0,4
0,006	1,40	62,3	0,13	-	99,6	0,4
0,01	2,46	47,7	0,08	4,9	94,6	0,4
0,01	1,56	49,6	0,13	1,0	98,5	0,5
0,01	1,55	56,8	0,10	5,9	93,7	0,4
0,01	1,45	66,0	0,09	6,1	93,5	0,4
0,01	1,67	42,7	0,11	4,8	94,4	0,8
0,01	1,51	57,9	0,09	5,3	94,2	0,5
0,02	1,00	66,0	0,05	8,9	90,1	1,0
0,01	0,78	77,0	0,07	4,3	95,3	0,4
0,01	1,56	60,1	0,11	4,7	94,9	0,4
0,02	1,00	70,1	0,11	7,2	92,0	0,8

Таблица 13

Химический состав (в %) карбонатной части озерных глин вторушкинской свиты

Компоненты	Песчанистая глина, скв. 192, глубина 40 м	Глина обр. 181/64
Нерастворимый остаток	73,45	65,97
R ₂ O ₃	1,64	5,84
CaO	11,53	9,82
MgO	0,46	0,69
CO ₂	9,28	7,96
Сумма	96,36	90,28
CaCO ₃	20,60	17,54
MgCO ₃	0,46	0,45
MgO _{изб}	0,46	0,48

В виде примеси в песчанистых и алевритистых глинах присутствуют зерна кварца, плагиоклазов, пластинки биотита и мусковита, обломки пород. Тяжелая часть алевритовой фракции представлена рудными минералами (до 50% тяжелой фракции), эпидотом (до 10%), пироксенами (5 - 10%), роговой обманкой (около 10%), цирконом (4-6%) и турмалином (2-3%). В единичных зернах - встречаются гранат, титановые минералы, апатит, ставролит и дистен (см. рис. 22, разрез Кусто).

Пески и галечники в озерных отложениях имеют подчиненное значение. Пески среднезернистые, хорошо промытые. Галечники мелкообломочные, гальки обычно хорошо окатаны, местами они скреплены кальцитом в конгломераты, состав их тождествен составу песков и галечников, слагающих прослой в пролювиальной толще вторушкинской свиты.

Солоновская свита

Отложения солоновской свиты описаны в прибортовых частях Зайсанской впадины. В Южном Призайсании естественные обнажения наблюдаются по долинам рек Кусто, Кызыл-Каян, Сарыбулак и в грабене Кульжай-Аши. Они представлены толщей щебнисто-галечных отложений, нижняя часть которой обычно сцементирована в прочные конгломерато-брекчии. В Северном Призайсании к солоновской свите отнесена пачка песков с прослоями алевритистых глин. Формирование этих отложений происходило в различных фашиальных условиях. Особенности строения щебнисто-галечных отложений Южного Призайсания позволяют отнести их к пролювиальным образованиям, а характер осадков Северного Призайсания дает возможность предполагать, что накопление их происходило в прибрежных частях озерного водоема (рис. 29).

Пролювиальные отложения солоновской свиты образуют маломощную (8-10, реже до 20 м) щебнисто-галечную толщу. Грубый состав отложений, слабая окатанность обломочного материала, плохая сортировка его и отчетливое линзовидное строение толщи дают основания считать, что накопление этих отложений обусловлено временными потоками. Все эти особенности наглядно видны на графиках, иллюстрирующих строение толщи и результаты granulометрических анализов пород в разрезах по р.Кусто и в грабене Кульжай-Аши (рис. 30, б, в).

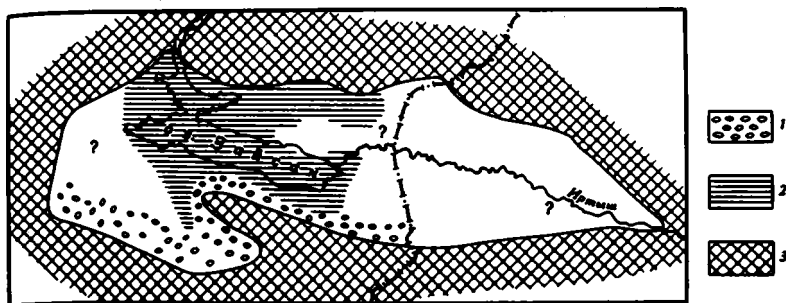


рис.29. Схема распределения различных генетических типов отложений верхнего зоплейстоцена Зайсанской впадины

1 - пролювиальные отложения; 2 - озерные отложения; 3 - современные выходы докайнозойского основания

Средние размеры обломков щебнисто-галечных отложений составляют 10-12 см, иногда встречаются глыбы до 0,5-0,75 м. Состав обломков полимиктовый и аналогичен составу их в пролювиальных отложениях вторушкинской свиты. Это в основном диабазовые порфириты, роговообманково-биотитовые граниты, пестроцветные песчаники и алевролиты, реже встречаются хлоритовые сланцы и кварц. Состав обломков в каждом конкретном разрезе отвечает составу пород, развитых в водосборной площади древнего потока. Крупные обломки погружены в песчано-глинистый заполнитель. Песчаные частицы заполнителя состоят из остроугольных зерен кварца, плагиоклаза, микроклина, ортоклаза, слюд, а также из обломков тех же пород, которые составляют щебень и гальку. В качестве небольшой примеси присутствуют минералы, слагающие тяжелую часть песчаной и алевритовой фракции пород. Количество тяжелых минералов в алевритовой фракции не превышает 5%, а состав их целиком отвечает составу тяжелых минералов вторушкинской свиты, развитой в Южном Призайсанье (см. рис. 21).

Глинистое вещество заполнителя щебнисто-галечных отложений представлено беспорядочно ориентированными удлиненными чешуйками ($Ng'-1,579$; $Np'-1,556$). На термограммах глинистого вещества (фракция $< 0,001$ мм) ясно выражены эндотермические эффекты при 165, 570-575 и 850-860° (рис.31). Характер кривых нагревания и показатели преломления глинистого вещества позволяют предположить, что в его составе господствующее значение принадлежит гидрослоде. Глинистое вещество окрашено гидроокислами железа, которые более или менее равномерно рассеяны в толще пород (табл. 14). Количество реакционноспособного железа составляет около половины (50-55%) его валового содержания ($Fe\text{ вал} = 3-4\%$), причем подавляющая часть (90-94%) приходится на долю окисного железа. Содержание $С_{орг}$ в породах не превышает 0,04-0,1%.

Нижняя часть толщи щебнисто-галечных отложений (2,5-5 м) нередко сцементирована карбонатом. Растворимая часть цемента конгломерато-брекчий почти целиком представлена кальцитом, лишь в виде незначительной примеси присутствуют карбонат магния и фосфат кальция, содержание которых, как правило, не превышает 1-1,5% (табл. 15).

Аналогичные пласты и линзы конгломерато-брекчий, залегающих в основании грубообломочной толщи, отмечены нами в разновозрастных образованиях. В частности, такие же конгломерато-брекчии встречаются во вторушкинской свите и в отложениях, слагающих низкие речные и озерные террасы (Лискун, 1965б, 1967).

Конгломерато-брекчии, развитые в кайнозойских отложениях, вызывают особый интерес, так как они долгое время считались маркирующим горизонтом

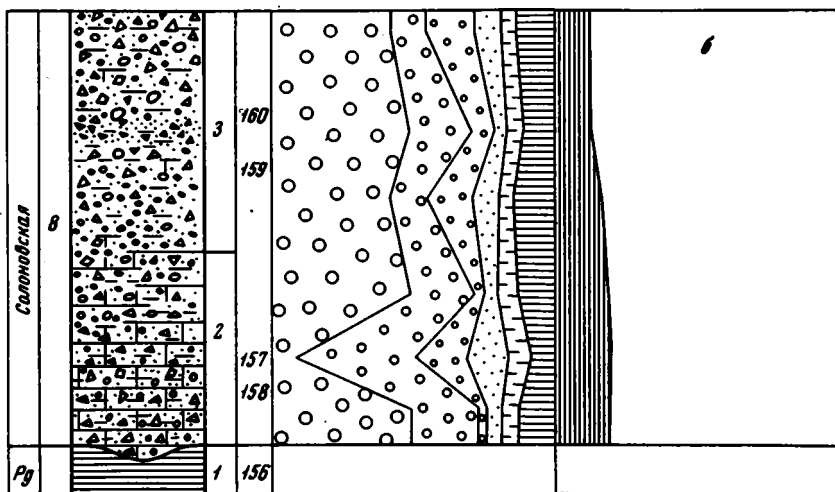
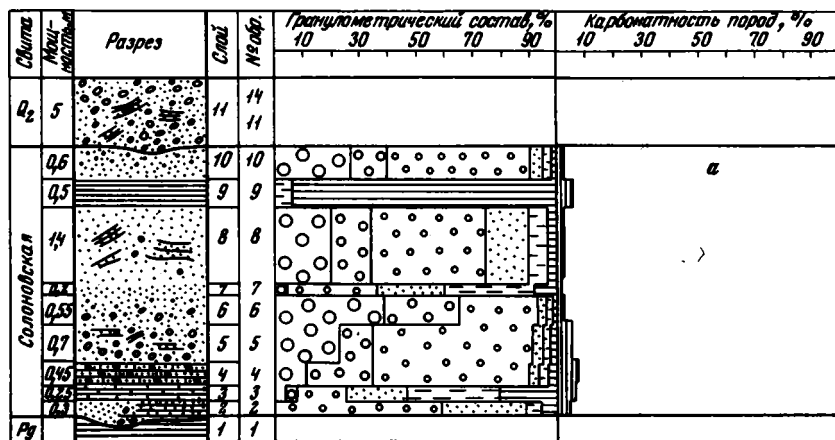


Рис. 30.

Содержание(в %) железа в щебнисто-галечных отложениях солоновской свиты

Порода, № обр.	Fe _{вал}	Fe ⁺² _{HCl}	Fe ⁺³ _{HCl}
Заполнитель щебнисто-галечных отложений, 113/63	3,46	0,11	1,79
То же, 187/64	4,20	0,12	2,06
Цемент конгломерато-брекчии, 189/64	3,82	0,12	1,79
То же, 158/64	2,90	0,13	1,42

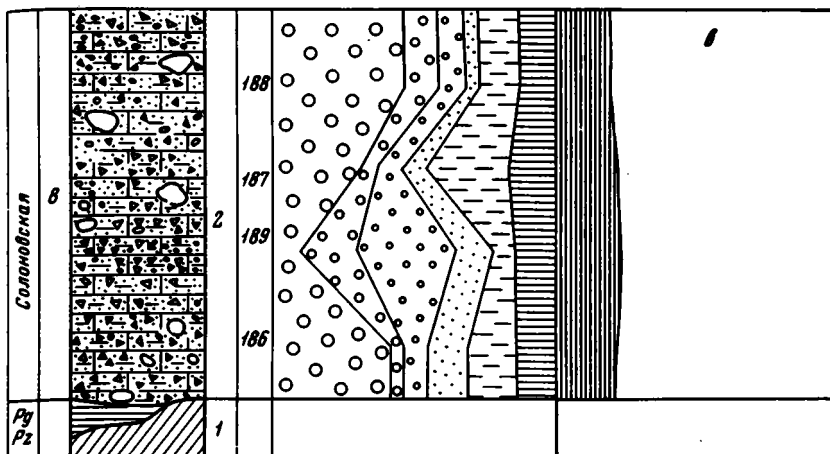


Рис.30. Гранулометрический состав и карбонатность отложений соловоской свиты

а - долина Кульжай-Аши; б - верховья р.Кусто; в - родник Курнеб. Условные обозначения см. рис. 3

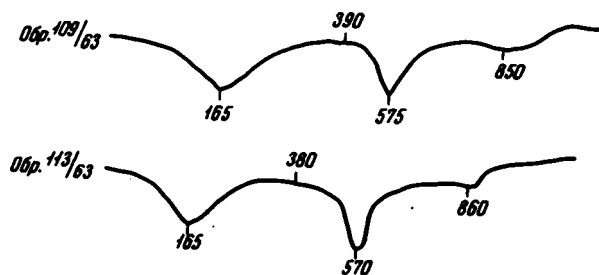


Рис. 31. Термограммы глинистой фракции (< 0,001 мм) из щебнисто-галечных отложений соловоской свиты

Таблица 14

Fe^{+2} FeS_2	$\text{Fe}_{\text{обл}}$	% реакцион- неспособного Fe от $\text{Fe}_{\text{вал}}$	Fe^{+2} HCl	Fe^{+3} HCl	Fe^{+2} FeS_2
			в % от реакционнеспособного железа		
0,01	1,55	55,2	5,8	93,7	0,5
0,01	2,01	52,3	5,5	94,0	0,5
0,01	1,90	50,4	6,3	93,2	0,5
0,02	1,33	54,1	8,4	90,6	1,0

Таблица 15

Химический состав (в %) карбонатной части цемента конгломерато-брекчий солоновской свиты

Компоненты	Обр. 1а-Д	Обр. 1-Н	Обр. 109/63	Обр. 89/63
Нерастворимый остаток	35,70	18,52	35,36	32,34
R_2O_3	0,60	1,22	3,64	2,48
P_2O_5	0,32	0,30	-	-
CaO	35,29	42,97	32,19	33,98
MgO	0,22	0,55	0,85	1,07
CO ₂	27,86	33,92	26,65	26,80
Сумма	99,99	97,48	98,69	96,67
CaCO ₃	62,29	76,12	57,46	60,65
MgCO ₃	0,44	0,90	1,49	0,25
Ca ₃ (PO ₄) ₂	0,69	0,65	-	-
CaO _{изб}	0,27	-	-	-
MgO _{изб}	-	0,12	0,14	0,95

и выделялись как верхнеобийские конгломераты нижнего плейстоцена (по схеме, принятой в работе, - верхнего эоплейстоцена). Впервые они были описаны В.А.Обручевым во время его исследований Центральной Азии в 1892-1894 гг. Он указывал, что верхнеобийские конгломераты являются наиболее древними четвертичными образованиями и встречаются по долинам рек, образуя террасы или карнизы на склонах долин в горах на различной высоте. Залегают конгломераты на мезозойских и третичных глинистых отложениях. Они состоят из щебня и гальки всевозможных пород и довольно рыхлого известково-песчаного или известково-глинистого цемента. Прочность последнего, как отмечает В.А.Обручев, зависит от количества извести. Происхождение этих отложений он связывает с селевыми потоками. Впоследствии многие исследователи описывали сходные по составу, строению и условиям залегания отложения и высказывали разные точки зрения на их возраст и происхождение. Так, по мнению В.П.Нехорошева (1932, 1936), конгломераты связаны с древнейшим оледенением и имеют флювиогляциальное происхождение. К.В.Курдюков и М.М.Смеловская (1954) писали, что конгломераты имеют верхнетретичный - нижнечетвертичный возраст и связывали их образование с деятельностью рек и временных потоков. Е.М.Великовская (1957) уделила особое внимание верхнеобийским конгломератам. Она довольно подробно изложила историю возникновения вопроса, критически рассмотрела различные точки зрения на происхождение конгломератов, описала их характерные признаки и пришла к выводу, что в Зайсанской впадине "верхнеобийские" конгломераты имеют разный возраст и относятся к образованиям селевых потоков и рек. В литературе последних лет (Лискун, 1965, 1967; Мауш, Моськина, 1965; Чумаков, 1965; Ерофеев, 1969) неоднократно указывалось на существование таких конгломерато-брекчий в различных стратиграфических горизонтах и на пути накопления обломочного материала конгломератов, но и на происхождение карбонатного цемента.

Изучение разновозрастных конгломерато-брекчий в Зайсанской впадине и впадинах Западной Монголии позволило нам выявить ряд черт, характерных для этих образований. Прежде всего конгломерато-брекчии всегда залегают на плотных глинистых породах, являющихся хорошими водоупорами. Они обычно образуют горизонтальные или пологопадающие пласты и линзы в нижней части единой грубообломочной толщи. Состав терригенного материала разный, но всегда отвечает составу пород соседних горных хребтов. Цемент конгломерато-брекчий представлен кальцитом и имеет разнообразное строение. Не останавливаясь детально в данном разделе на процессе образования карбонатного цемента, отметим лишь, что цементация пород произошла после накопления грубообломочного материала, за счет кристаллизации кальцита из гидрокарбонатных грунтовых вод, фильтрующихся в нижней части грубообломочной пачки над глинистым водоупором. Из сказанного следует, что при существовании определенных условий такие конгломерато-брекчии могли возникать на самых разных стратиграфических уровнях. Этим и объясняется широкое развитие конгломерато-брекчий, аналогичных собственно верхнебайским (в первичном понимании) конгломератам. Поэтому возраст их в каждом конкретном случае должен определяться по возрасту вмещающих толщ.

Озерные отложения солоновской свиты вскрываются в Северном Призайсании в районе родника Курнеб. К ним относится маломощная (до 5 м) пачка песков с прослоем алевролитистых глин (см. рис.6). Характеристика гранулометрического состава этих отложений приведена на рис.30, а. Описываемой пачке свойственна хорошая промытость песков и четкое обособление глинистых прослоев.

Пески светло-серые, разнозернистые, косослоистые (косая слоистость сложного типа), реже горизонтальнослоистые. Отдельные прослои содержат примесь хорошо окатанной гальки размером до 5-6 см. Обломочный материал полимиктовый. Гальки состоят из кварца, песчаников, гранитов, кварцитов и разнообразных сланцев. Песчаные зерна сложены в основном кварцем. Встречаются кварцевые зерна двух разновидностей: прозрачные, слабо окатанные или оскольчатые с блестящей поверхностью и округлые с матовой поверхностью (рис. 32). Кварц первой разновидности, вероятно, образовался

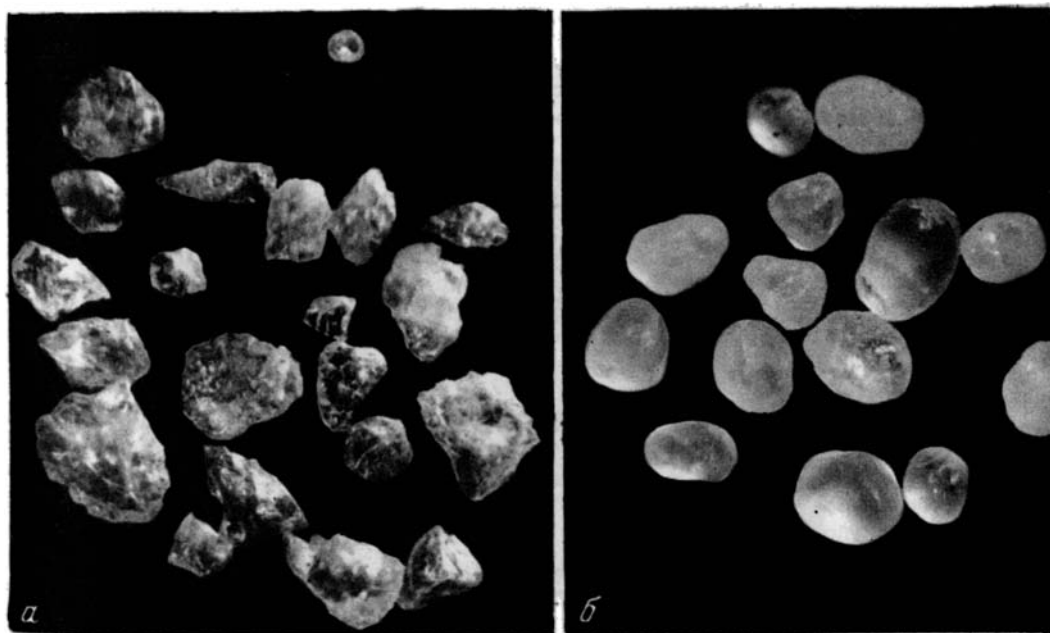


Рис.32. Остроугольные (а) и окатанные (б) зерна кварца из озерных песков солоновской свиты. Увел. 15

Химический состав (в %) карбонатной части цемента песчаников из озерных отложений солоновской свиты

Компоненты	Обр. 42/7	Обр. 42/4
Нерастворимый остаток	44,46	44,12
R_2O_5	0,94	1,68
CaO	19,60	27,17
MgO	7,46	1,3
CO ₂	23,4	20,60
Сумма	95,42	94,87
CaCO ₃	34,23	48,55
MgCO ₃	15,60	-
MgO изб.	0,19	1,30
CaO изб.	-	0,95

при разрушении изверженных и метаморфических пород, а второй – за счет размыва развитых в этом районе палеогеновых кварцевых песков. Этим же объясняется преимущественно кварцевый состав песков, хотя немалую роль играют и слюды, представленные мусковитом и биотитом. Крупные, неправильной формы пластинки последнего нередко гидратированы. Краевые части толстых пластинок сильно вспучены и расщеплены. Кроме кварца и слюд, в значительно меньших количествах присутствуют зерна плагиоклаза, микроклина, ортоклаза и обломки пород. В составе тяжелой фракции песков преобладают рудные минералы (до 50%) и обломки ожелезнённых пород (15–20%). Характерной особенностью тяжелой фракции является высокое содержание слюд – до 15% (см. рис. 21). Отдельные участки песков скреплены карбонатным цементом и имеют форму причудливых ветвистых стяжений, беспорядочно расположенных в толще. Цемент состоит из доломита и кальцита (табл. 16). Тип цемента базальный. Нередко карбонаты корродируют обломочные зерна кварца (рис. 33).

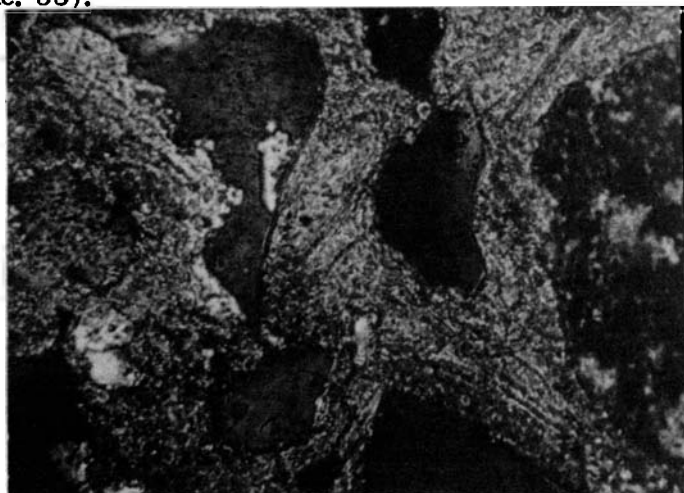


Рис.33. Песчаник с коррозионным карбонатным цементом из озерных отложений солоновской свиты. Увел. 200, с анализатором

Таблица 17

Содержание (в %) железа и марганца в песках солоновской свиты

№ обр.	Fe _{вал}	Fe ⁺² HCl	Fe ⁺³ HCl	Fe ⁺² FeS ₂	Fe _{обл}	% реак- ционно- способ- ного же- леза от Fe _{вал}	Mn	в % от реакционноспо- собного железа		
								Fe ⁺² HCl	Fe ⁺³ HCl	Fe ⁺² FeS ₂
42/5	1,18	0,11	0,45	0,006	0,61	48,4	0,01	19,3	79,0	1,7
42/2	1,80	0,06	1,17	0,006	0,56	69,4	0,08	4,9	94,3	0,8
42/3	1,70	0,11	1,00	0,02	0,57	92,0	0,06	1,0	97,2	1,8
42/8	1,58	0,11	0,45	0,02	1,00	36,6	0,03	19,0	77,5	3,5
42/9	2,02	0,11	1,00	0,06	0,85	58,0	0,03	9,4	85,5	5,1
42/4	3,92	0,06	2,68	0,02	1,17	70,0	0,11	2,2	97,1	0,7

Таблица 18

Содержание (в %) железа и марганца в глинах солоновской свиты

№ обр.	F _{вал}	Fe ⁺² HCl	Fe ⁺³ HCl	Fe ⁺² FeS ₂	Fe _{обл}	% реак- ционно- способ- ного железа от Fe _{вал}	Mn	в % от реакционно- способного железа		
								Fe ⁺² HCl	Fe ⁺³ HCl	Fe ⁺² FeS ₂
42а	4,70	0,45	3,68	0,06	1,00	89,0	0,09	10,8	87,8	1,4
42б	4,92	0,45	4,02	0,06	0,40	92,0	0,04	10,0	88,9	1,1

Валовое содержание железа в песках, как правило, не превышает 2% (табл. 17). Процент реакционноспособного железа от железа валового довольно резко меняется от слоя к слою от 36,6 до 92%. Однако во всех случаях основная часть реакционноспособного железа падает на окисное железо. Содержание $S_{орг}$ в песках солоновской свиты составляет 0,07–0,08%. Количество марганца не превышает десятых долей процента (см. табл. 17).

Глины в составе озерных отложений солоновской свиты имеют второстепенное значение. Глины алевроитистые, желтовато-зеленые, тонкогоризонтально-слоистые, мажущие, на выветрелой поверхности наблюдаются белесые выцветы солей, по трещинам отдельности нередко дендриты марганца. Глины содержат мелкие округлые железистые стяжения, образующие агрегаты размером до 2–3 мм. Структура глин алевропелитовая. Основная масса породы сложена мелкими глинистыми чешуйками. Удлиненные чешуйки вытянуты согласно слоистости пород. В виде примеси присутствуют алевроитовые зерна кварца, рудных минералов, пироксенов, эпидота, роговой обманки и пластинки слюд. Термограмма глинистой фракции (< 0,001 мм) имеет вид пологой кривой с характерными для гидрослоды эндотермическими остановками при 90 и 590° (рис. 34). Выцветы солей на выветрелых поверхностях глин, по-видимому, состоят из хлоридов и сульфатов, так как в водных вытяжках установлено присутствие ионов Cl^- (0,11–0,24%) и SO_3^{2-} (0,52–0,58%). Озерные глины солоновской свиты отличаются слабой карбонатностью (до 5%); карбонат в виде мельчайших пелитовых частиц тонко распылен в породе.

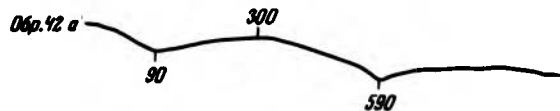


Рис.34. Термограмма глинистого вещества ($<0,001$ мм) из озерных глин солоновской свиты

Валовое содержание железа в глинах более чем вдвое превышает содержание его в песках солоновской свиты (табл.18, см. также табл.17). Основной формой железа является реакционноспособное трехвалентное железо (Fe^{+3} 88–89%), которое не только тонко дисперсировано в глинах, но и сконцентрировано в многочисленных агрегатах округлых железистых стяжений и скорлуповатых выделений, образовавшихся в процессе диагенеза (рис.35,36),

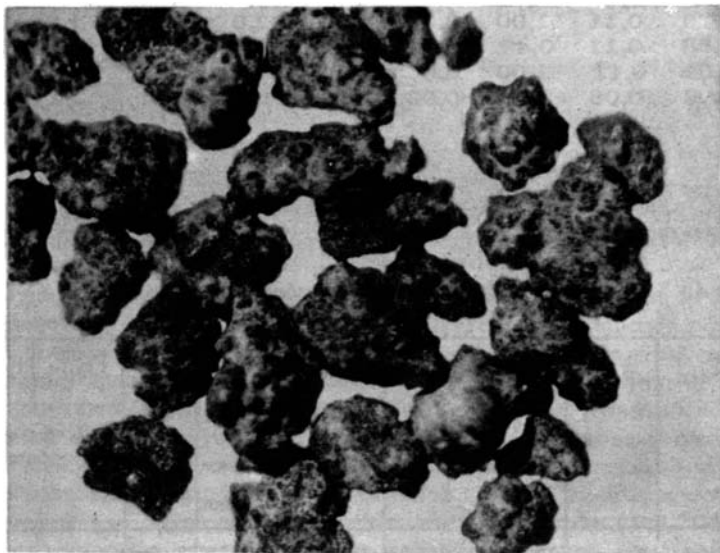


Рис.35. Агрегаты железистых стяжений из озерных глин солоновской свиты. Увел. 20

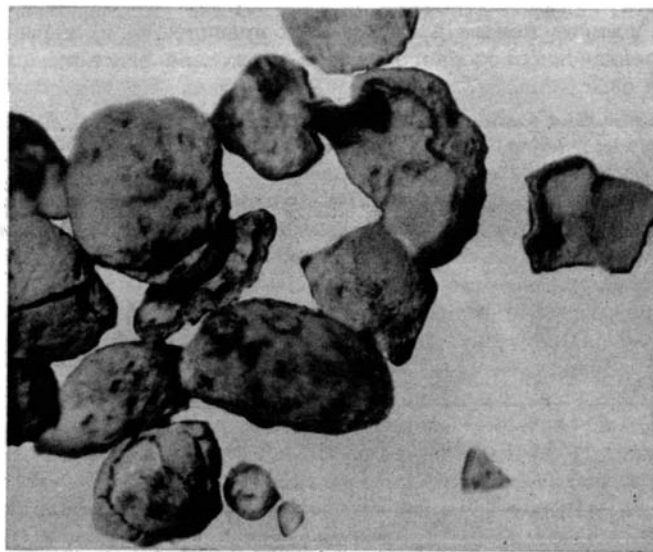


Рис.36. Скорлуповатые железистые стяжения из озерных глин солоновской свиты. Увел. 15

Несколько бо́льшая интенсивность процессов перераспределения железа, протекавших в осадках солоновской свиты, по сравнению с озерными образованиями вторушкинской свиты, по-видимому, связана с некоторым увеличением роли Сорг остаточного, которое в глинах солоновской свиты достигает 0,33%.

Чуйская впадина

Кызылгирская свита

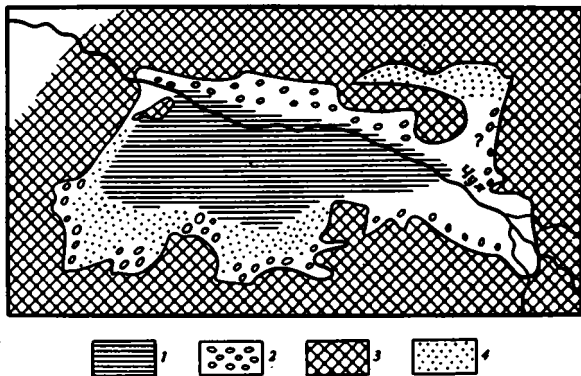
Отложения кызылгирской свиты обнажены в западной части Чуйской впадины, где они представлены прибрежно-озерными образованиями (рис. 37). Отложения центральной части озерного водоема недоступны для наблюдения и поэтому здесь не описаны. В составе отложений преобладают конгломераты и гравелиты. Встречаются маломощные прослои известковистых песчаников и известняков. Грубый состав отложений хорошо виден на рис. 38, отражающем результаты гранулометрических анализов для разреза по р.Кызыл-Чин. Присутствие прослоев, отвечающих по гранулометрическому составу сильноглинистым разностям пород, не характерным для отложений кызылгирской свиты, легко объясняется при сопоставлении результатов гранулометрических анализов с графиком карбонатности (рис.38), из которого видно, что такие прослои представлены песчанистыми (обр.200), оолитовыми (обр. 207) и строматолитовыми (обр. 276) известняками и ракушняками (обр. 202), а результаты анализов соответствуют гранулометрическому составу их нерастворимого остатка. Осадки кызылгирской свиты в целом обладают отчетливой горизонтальной слоистостью, которая проявляется в чередовании конгломератов и гравелитов, образующих выдержанные по простиранию пласты мощностью до 2,5 м.

Конгломераты мелкогалечные (средний размер галек 2-2,5 см) и гравелиты крупногравийные (размер обломков 0,5-0,8 см). Для тех и других характерна очень хорошая сортировка и окатанность обломочного материала. Большинство обломков плоско-округлой формы. Гальки плоскими сторонами располагаются согласно слоистости пород, что создает горизонтальную слоистость и внутри пластов конгломератов. Известковистые песчаники и известняки образуют в конгломерато-гравийной пачке выдержанные прослои и крупные линзы мощностью до 20-30 см. Эти породы имеют ясную тонкую горизонтальную слоистость, которая подчеркивается различной интенсивностью серовато-желтой окраски отдельных прослоев. Песчаники и известняки содержат многочисленные остатки остракод, гастропод и рыб. Отдельные прослои представлены ракушняком, содержащим примесь плохо отсортированного обломочного материала (рис.39).

Обломочные зерна песчаников и известняков слабо окатаны. Зерна преимущественно угловатые, изредка оскольчатые. Конгломераты, гравелиты и пео-

Рис.37. Схема распределения различных генетических типов отложений нижнего и среднего эоплейстоцена Чуйской впадины

1 - озерные отложения; 2 - пролювиальные отложения; 3 - современные выходы докайнозойского основания; 4 - аллювиальные отложения



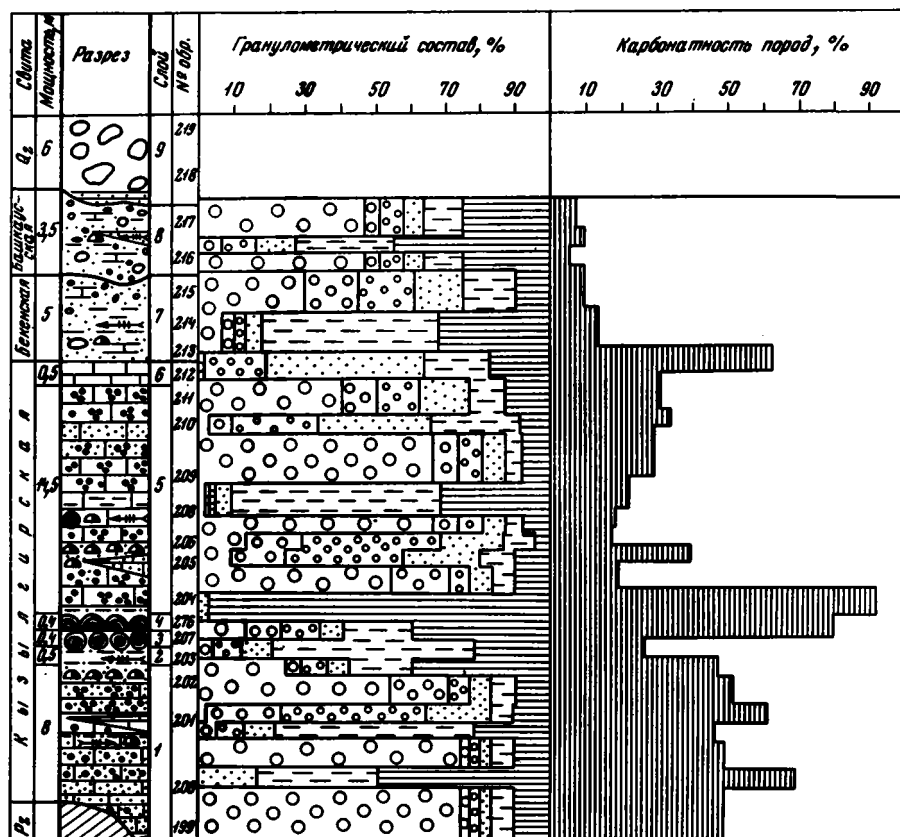


Рис. 38. Гранулометрический состав и карбонатность эоценовых отложений в разрезе по левому берегу р.Кызыл-Чин

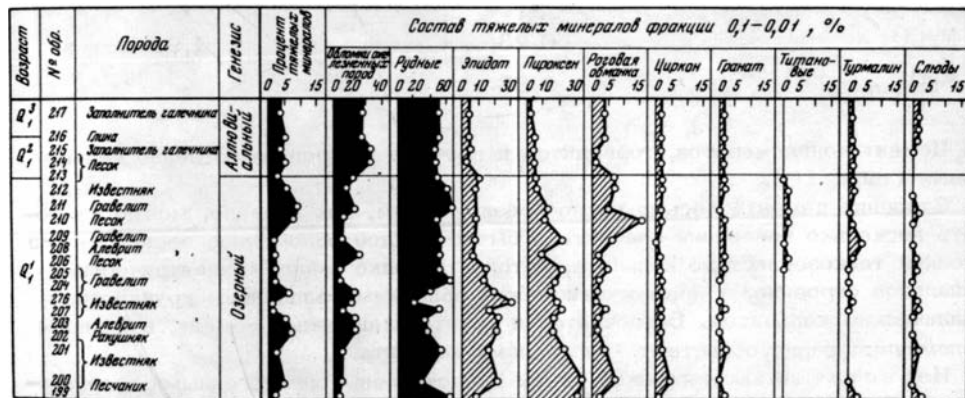
Условные обозначения см. рис. 3

чаники имеют полиминеральный состав. В составе конгломератов и гравелистов преобладают обломки пород, представленные пестроцветными песчаниками, алеврититами, кварцитами, хлоритовыми и кремнисто-глинистыми сланцами. Реже встречаются обломки эффузивов, известняков и гранитов. Многие обломки пород в той или иной степени затронуты выветриванием. Выветрелые обломки довольно рыхлые, бурого цвета и разбиты многочисленными трещинами, заполненными гидроокислами железа. В песчаниках и цементе конгломератов и гравелистов обломки этих пород количественно резко уступают зернам кварца. В еще меньших количествах присутствуют плагиоклазы, микроклин, слюды (биотит, реже мусковит) и обломки вулканического стекла, встречающегося в виде остроугольных, неправильных, пузырчатых зерен ($N = 1,496$). Для отложений кызылгирской свиты характерен сравнительно небольшой процент тяжелых минералов. В алевритовой фракции пород среднее содержание их составляет 2-4%, лишь местами поднимаясь до 6-8%. Состав тяжелых минералов очень однообразен (рис. 40). Это в основном магнетит, лейкоксенизированный ильменит и лимонит (до 75%), пироксены и минералы группы эпидота (10-30%). Постоянно присутствуют роговая обманка (около 5%), циркон (2-2,5%), гранат (до 2%) и турмалин (от долей до 5%). Спорадически встречаются титановые минералы (до 2%) и слюды (до 3%). В виде единичных зерен наблюдаются хлорит, ставролит, дистен и апатит.

Рис. 39. Ракушняк из кызылгирских отложений. Левый берег р. Кызыл-Чин



а



б

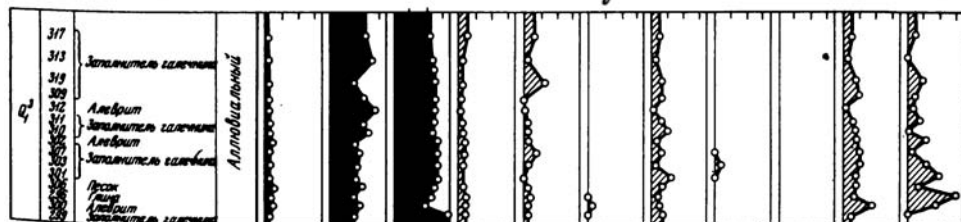


Рис.40. Состав и содержание тяжелых минералов в алевритовой фракции в разрезах зольейстоценовых отложений южного борта Чуйской впадины

а - разрез Кызыл-Чин; б - разрез Тархата

Таблица 19

Химический состав (в %) карбонатной части цемента песчаников кызылгирской свиты

Компоненты	Обр. 199/62	Обр. 201/62
Нерастворимый остаток	42,66	41,30
Al_2O_3	0,75	0,79
Fe_2O_3	0,43	0,40
FeO	0,16	0,19
MnO	0,10	0,11
CaO	29,30	30,12
MgO	0,97	0,94
CO_2	23,16	24,85
P_2O_5	0,08	0,06
Сумма	97,61	98,56
$Ca_3(PO_4)_2$	0,17	0,10
$MnCO_3$	0,16	0,18
$FeCO_3$	-	0,31
$CaCO_3$	52,19	53,76
$MgCO_3$	0,23	1,96
$MgO_{изб}$	0,86	-

Цемент конгломератов, гравелитов и песчаников преимущественно кальцитовый (табл. 19).

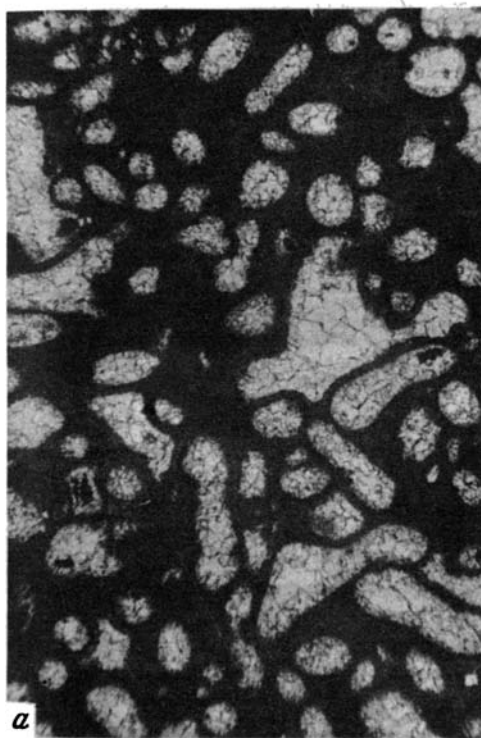
Строение цемента весьма разнообразно, в нем, как правило, можно наблюдать несколько генераций кальцита. Обычно каждое обломочное зерно окутано пленкой тонкозернистого кальцита, которая нередко имеет концентрически-зональное строение; а промежутки между обломками заполнены крупнокристаллическим кальцитом. Встречается и крустификационный цемент, в котором обломочные зерна обрастают кристаллами кальцита.

Известняки кызылгирской свиты представлены органогенными и органогенно-обломочными разностями. К органогенным известнякам относятся строматолиты, которые образуют покровы мощностью до 2,5–3 м (рис. 41). Нередко строматолитовые известняки в Чуйской впадине залегают непосредственно на палеозойских породах, образующих отдельные поднятия в ее пределах.

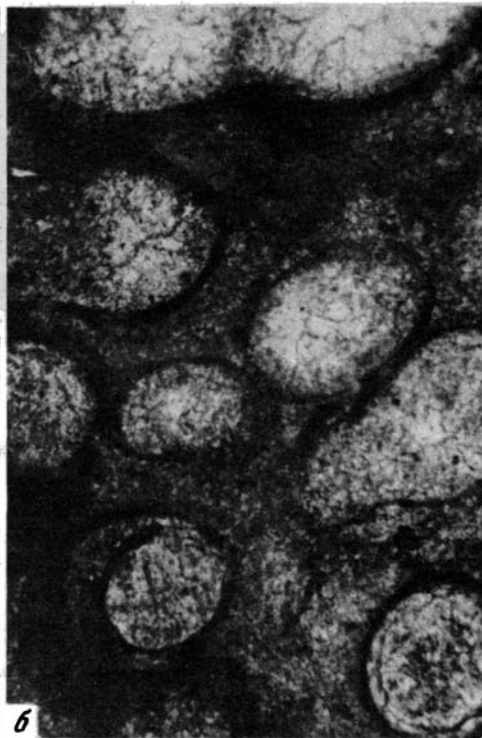
Строматолитовые известняки обладают микроячейистой структурой. Перегородки между ячейками сложены скрытокристаллическим слабо просвечивающим кальцитом, а сами ячейки заполнены крупными прозрачными его кристаллами (рис. 42). Органогенно-обломочные известняки состоят из створок остракод, обломков раковин гастропод, оогоний харовых водорослей и терригенных обломков песчаников, алевролитов, зерен кварца, пироксенов, роговой обманки и других минералов (рис. 43). Все эти ингредиенты погружены в прочную буроватую тонкозернистую массу кальцита, составляющую основной компонент породы. Местами тонкозернистый кальцит перекристаллизован и дает скопления



Рис.41. Покровы строматолитовых известняков кызылгирской свиты



а



б

**Рис.42. Микроячейное строение строматолитовых известняков
а – увел. 40, с анализатором; б – увел. 200, с анализатором**

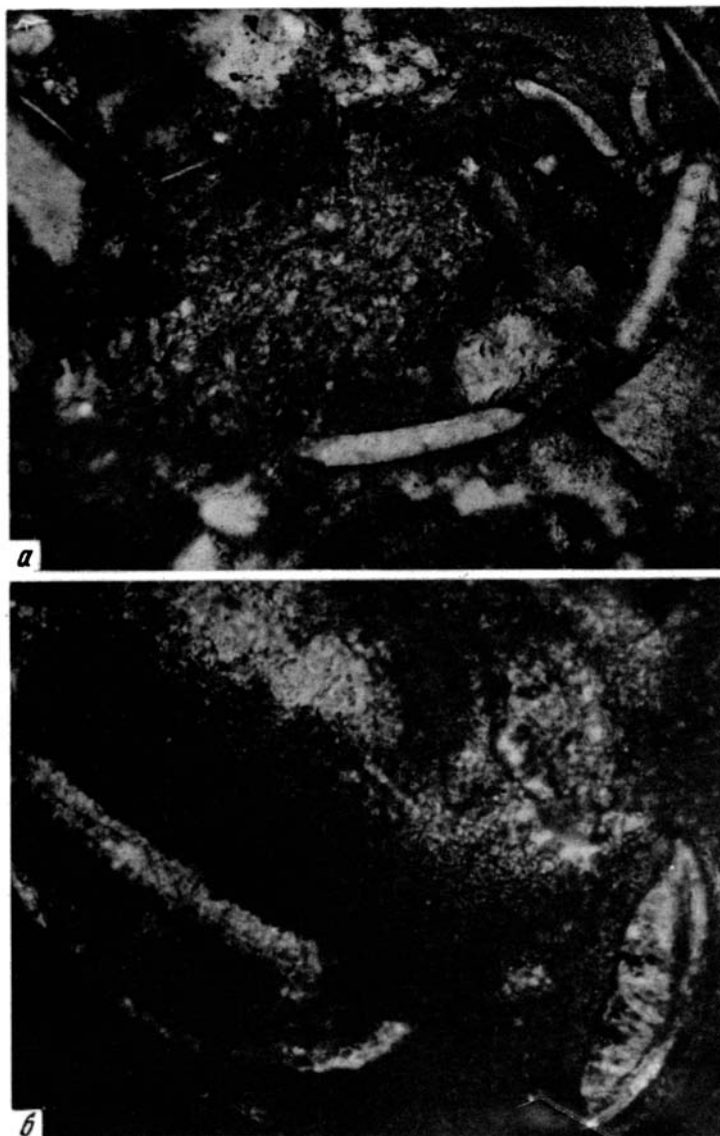


Рис.43.Органогенно—обломочный известняк из озерных отложений кызылгирской свиты

а — увел. 200, с анализатором; б — увел. 500, с анализатором

бесцветных крупнокристаллических агрегатов. Среди известняков нередко встречаются оолитовые и пизолитовые разности, в которых основная масса породы состоит из известковых оолитов, сцементированных мелкозернистым кальцитом. Ядрами в оолитах являются терригенные зерна различных минералов или агрегаты прозрачного крупнозернистого кальцита (возможно, перекристаллизованные водоросли). Концентры оолитов состоят из слабопрозрачного тонкокристаллического кальцита. Форма оолитов различная: округлая, плоская, лепешковидная и зависит от ядра оолитов. Состав карбонатной части органогенно—обломочного и оолитового известняка приведен в табл. 20.

В цементе гравелитов и конгломератов, а также в известняках кызылгирской свиты в виде примеси присутствуют глинистые частицы, образующие

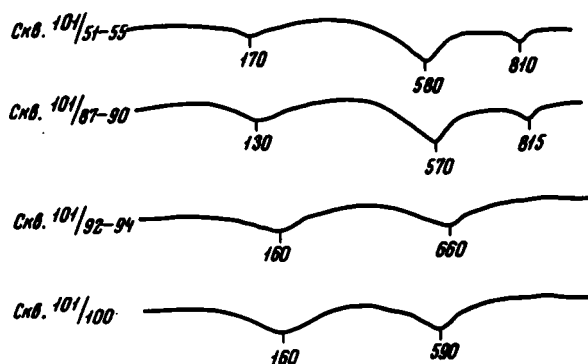
вытянутые удлиненные чешуйки с яркими интерференционными окрасками. Термограммы глинистой фракции ($< 0,001$ мм) и высокие показатели преломления глинистых агрегатов ($Ng' - 1,575$; $Np' - 1,552$; $Ng' - Np' = 0,023$) свидетельствуют о преимущественно гидрослюдистом составе глинистого вещества (рис. 44).

Таблица 20

Химический состав (в %) известняков кызылгирской свиты

Компоненты	Органогенно-обломочный известняк, обр. 202/62	Оолитовый известняк, обр. 283/62
Нерастворимый остаток	25,70	3,40
Al_2O_3	0,75	-
Fe_2O_3	1,54	-
FeO	0,16	-
MnO	0,23	0,21
CaO	36,72	50,76
MgO	1,07	0,78
CO_2	29,10	40,46
P_2O_5	0,43	0,14
Сумма	95,70	95,75
$Ca_3(PO_4)_2$	0,94	0,31
$MnCO_3$	0,37	0,34
$CaCO_3$	67,71	90,40
$MgCO_3$	0,88	1,00
MgO изб	0,65	0,30

Рис. 44. Термограммы глинистого вещества (фракция $< 0,001$ мм) из озерных отложений кызылгирской свиты



Порода, № обр		Fe _{вал}	Fe ⁺² _{HCl}
Известковистый песчаник,	212/62	4,31	0,16
Известняк,	201/62	6,14	0,04
Алевритистый известняк,	208/62	5,68	0,28
Ракушечник,	220/62	3,28	0,16
Известковистый алеврит,	278/62	4,56	0,04
Известковистый песчаник,	272/62	3,70	0,04
Известковистый алеврит,	238/62	6,59	0,14
Известковистый гравелит,	284/62	6,60	0,10

Агрегаты глинистых частиц окрашены гидроокислами железа в желтоватые тона. Максимальное количество валового железа в породах достигает 6,6%, процент реакционноспособного железа примерно одинаков для всех разновидностей пород. Основная роль в реакционноспособном железе принадлежит окисному железу (табл. 21). Содержание $C_{орг}$ незначительно (0,04 - 0,16%).

Описанные выше разности пород образуют единую парагенетическую ассоциацию. Их состав и текстурно-структурные особенности свидетельствуют о накоплении толщ в прибрежной части озерного бассейна, где наряду с речным привносом обломочного материала некоторую роль, по-видимому, играл и привнос временными потоками, доставлявшими весьма несортированный и неокатанный материал.

Бекенская свита

Отложения бекенской свиты широко распространены на севере впадины вдоль всего южного склона Курайского хребта и на юго-западе впадины, где они образуют ряд обнажений по долинам рек Чаган и Кызыл-Чин. Мощность отложений колеблется в широких пределах - от 100-150 м на севере впадины до 30 м и менее в ее юго-западной части. В бекенской свите выделены две группы отложений: озерные и пролювиальные (см. рис. 37).

Озерные отложения описаны по правому берегу правого истока р.Туерык, где они слагают нижнюю часть разреза бекенской свиты, и в разрезах по рекам Кызыл-Чин и Чаган. Озерные отложения центральной части впадины недоступны для наблюдения. Изученные озерные отложения представлены горизонтально-слоистой толщей, состоящей из переслаивающихся мелких конгломератов, гравелитов, песков и алевритов с прослоями глин. Слоистость толщ подчеркивается сменой окраски отдельных прослоев и их различным гранулометрическим составом.

Как видно из приведенных графиков, основная масса бекенской свиты представлена плохо отсортированными породами (рис. 45,46). Грубость осадков в разных разрезах неодинакова: в разрезе р.Туерык преобладают галечники и гравелиты, а по р.Чаган - пески и алевриты. Это связано с тем, что первый разрез расположен у борта впадины, а второй - ближе к ее центральной части.

Конгломераты и гравелиты желтовато-бурого цвета, горизонтально-линовидно-слоистые, гальки ориентированы длинными осями параллельно по-

Fe^{+3} HCl	Fe^{+2} FeS_2	% реакци- онноспособ- ного Fe от Fe вал	Fe обл	Fe^{+2} HCl	Fe^{+3} HCl	Fe^{+2} FeS_2
				в % от реакционноспособ- ного железа		
2,41	0,02	60	1,72	6,2	93,4	0,4
3,33	-	55	2,77	1,2	98,8	-
3,38	0,33	65	1,99	7,6	91,6	8,0
1,52	0,02	52	1,58	9,4	89,4	1,2
2,38	-	53	2,14	1,7	98,3	-
2,06	-	57	1,60	1,9	98,1	-
3,47	0,01	55	2,97	3,9	95,8	0,3
3,57	0,01	56	2,92	2,7	97,0	0,3

верхности слоя. Размеры обломков в конгломератах 5–7 см (максимальные 10–12 см), в гравелитах – 0,6–0,8 см. Обломки имеют плоско-округлую, реже угловатую форму. Состав обломочного материала полимиктовый. Он различен в разрезах северного и южного бортов впадины. Так, на севере преобладают обломки метаморфических сланцев, кварцитовидных песчаников, гранитов, гранодиоритов и габбро, реже известковистых песчаников, известняков и алевроитов. В разрезах по южной и юго-западной окраине Чуйской впадины в составе обломочного материала преобладают пестроцветные алевролиты, песчаники и метаморфические сланцы, развитые на северных склонах Южно-Чуйского хребта. Многие обломки ожелезнены. Песчаные и алевроитовые зерна цемента конгломератов представлены кварцем, полевыми шпатами (плагноклазами, реже микроклином и ортоклазом), слодами и обломками мелкозернистых пород. В зависимости от источников сноса изменяется количество минералов тяжелой фракции в разрезах разных частей впадины. На севере ее, по р.Туе-рык, общее содержание тяжелых минералов в алевроитовой фракции не превышает 5%, а на юге (р.Чаган) – достигает 10–12%. Среди них наиболее распространены рудные минералы (магнетит, ильменит, лимонит), составляющие 50–60% тяжелой фракции. Комплекс прозрачных минералов почти одинаков в обоих разрезах и представлен эпидотом, пироксенами, роговой обманкой, цирконом и турмалином, но количество их различно. Кроме того, в разрезе по р.Чаган всюду присутствует гранат (до 2,5%), который практически не встречается в разрезах северного борта впадины (рис. 47).

Цемент пород карбонатный, базального типа и заполнения пор. Карбонат представлен кальцитом с ничтожной примесью карбонатов магния, железа и марганца и фосфата кальция (табл. 22).

Кальцит или образует пленочки пелитоморфного строения вокруг обломочных зерен и мелкозернистую массу, скрепляющую отдельные зерна, или все пространство между обломочными зернами заполнено его крупными кристаллами.

Мелкообломочные породы – пески, песчаники и алевроиты – обычно четко горизонтально-слоистые (в песках изредка наблюдается и косая слоистость). Цвет пород преимущественно серовато-желтый. Очень редко встречается ярко-рыжие прослои песков и зеленовато-серые прослои алевроитов. Обломочные зерна имеют остроугольные очертания. Основная масса песков и алевроитов плохо отсортирована.

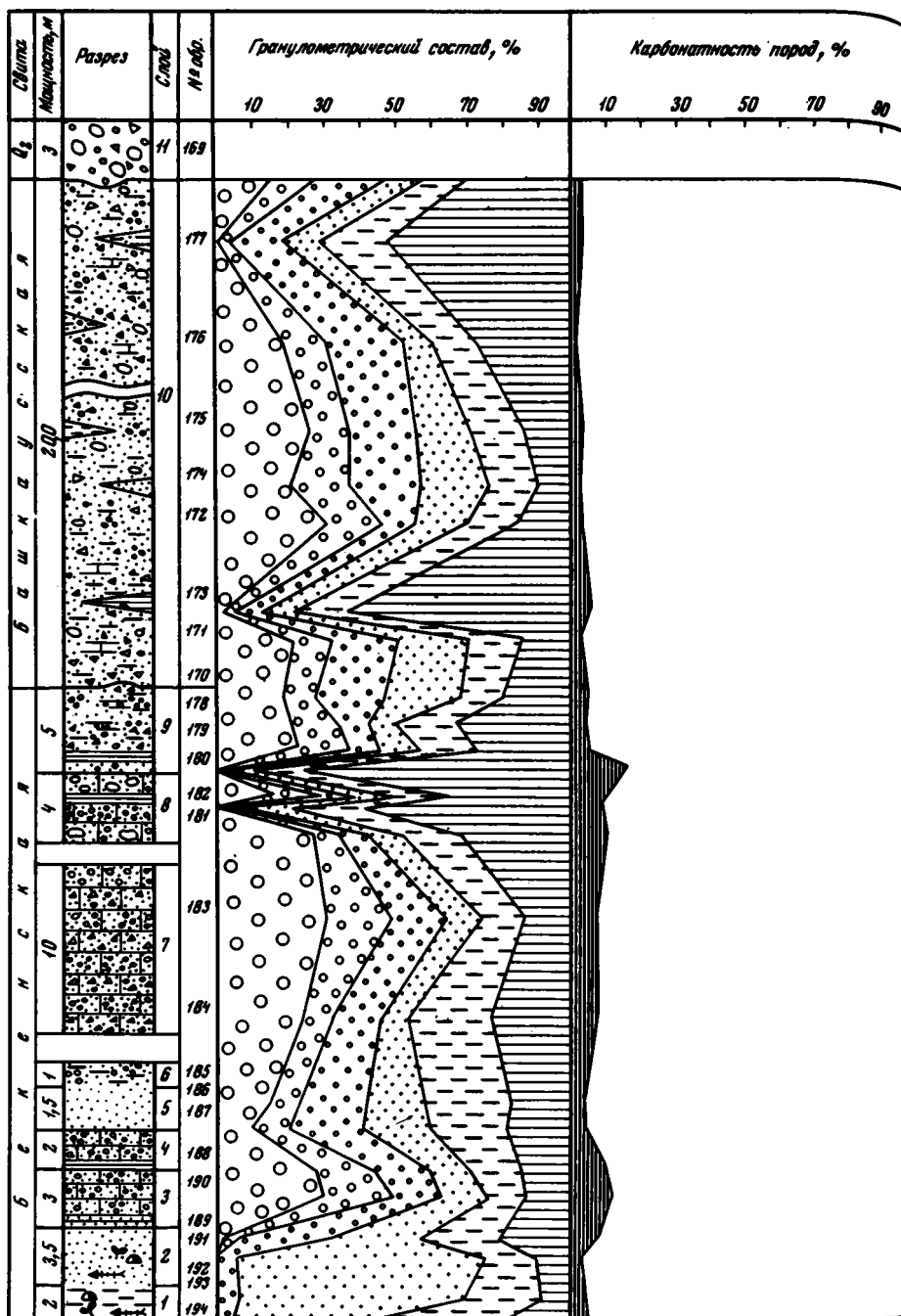


Рис.45. Гранулометрический состав и карбонатность зольштененовых отложений в разрезе по р. Туерык

Условные обозначения см. рис. 3

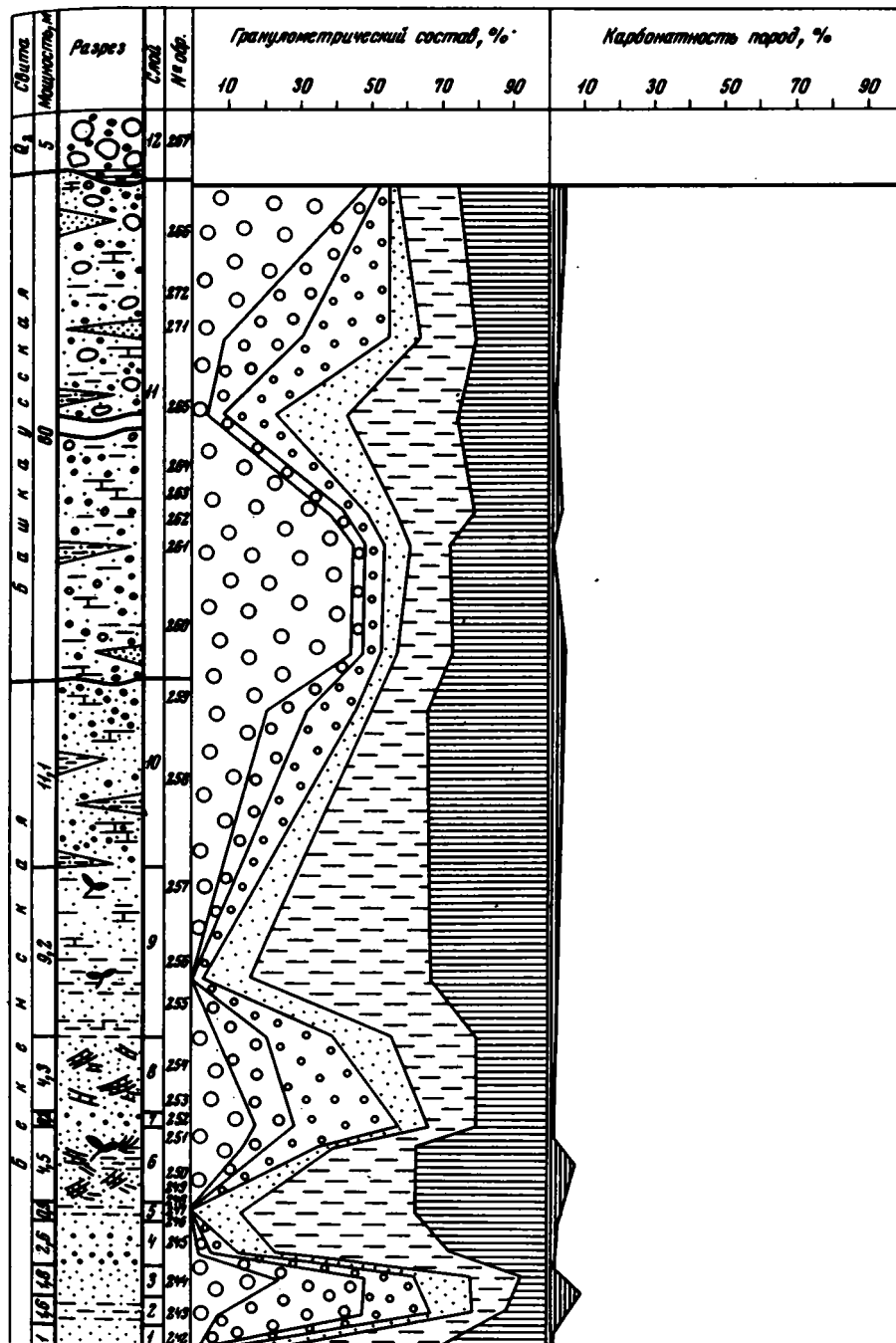


Рис.46. Гранулометрический состав и карбонатность эоценовых отложений в разрезе по левому берегу р.Чеган

Условные обозначения см. рис. 3

Таблица 22

Химический состав (в %) карбонатной части цемента конгломератов бекенской свиты

Компоненты	Обр. 185/62	Обр. 188/62
Нерастворимый остаток	51,60	65,31
Al ₂ O ₃	0,86	0,81
Fe ₂ O ₃	0,99	1,02
FeO	0,22	0,25
MnO	0,04	0,03
CaO	23,14	22,12
MgO	0,45	0,39
P ₂ O ₅	0,08	0,09
CO ₂	18,94	17,94
<u>Сумма</u>	<u>96,32</u>	<u>98,87</u>
Ca ₃ (PO ₄) ₂	0,17	0,23
MnCO ₃	0,06	0,05
CaCO ₃	41,19	39,42
FeCO ₃	0,36	0,40
MgCO ₃	0,94	0,82
CO ₂ изб	0,15	-

Таблица 23

Химический состав (в %) карбонатной части цемента песчаников бекенской свиты

Компоненты	Обр. 273/62	Обр. 189/62
Нерастворимый остаток	63,22	40,65
Al ₂ O ₃	2,0	2,25
Fe ₂ O ₃	1,66	0,93
FeO	0,72	0,16
MnO	0,10	0,10
CaO	7,70	29,30
MgO	3,10	0,97
P ₂ O ₅	0,18	0,08
SO ₃	0,52	-
CO ₂	7,0	23,16
<u>Сумма</u>	<u>86,30</u>	<u>97,60</u>
CaO	0,89	-
Ca ₃ (PO ₄) ₂	0,39	0,17
MnCO ₃	0,16	0,16
CaCO ₃	12,72	52,19
MgCO ₃	2,57	0,23
MgO изб	1,87	0,86

Обломочные зерна состоят из кварца, плагиоклазов, пластинок бурого, сильно ожелезненного биотита, пластинчатых агрегатов хлорита, обломков кремнистых и кремнисто-серицитовых сланцев, кварцитовидных песчаников, алевролитов, реже известняков. Тяжелые минералы представлены магнетитом, ильменитом, эпидотом, роговой обманкой и пироксенами (см. рис. 47). Пески и алевриты содержат раковины остракод, гастропод, редкие остатки костей рыб и мелкий растительный детрит. Песчаные и алевритовые зерна местами цементируются кальцитом в песчаники и алевролиты (табл. 23). Обычно основная часть кальцита представлена пелитоморфной массой, слабо окрашенной в буроватые тона гидроокислами железа. Однако нередко этот тонкозернистый карбонат включает резко очерченные неправильные агрегаты крупнокристаллического кальцита. Иногда в песках и алевритах встречаются оолитоподобные образования изометричных, округлых, реже неправильных очертаний. "Оолиты" сложены пелитоморфным кальцитом, имеющим концентрически-зональное строение.

Глины в озерных отложениях слагают маломощные прослои или образуют небольшую примесь в цементе конгломератов, гравелитах, песках и алевритах. Прослои глин почти всегда содержат песчаные (до 3%) и алевритовые (до 20%) зерна, которые представлены обломками пород, кварцем, плагиоклазами, пластинками слюд. Местами встречаются обрывки растительной ткани, иногда сохранившей слабые реликты клеточного строения. Структура глин алевропелитовая или пелитовая. В глинах почти всегда содержатся микросгустки тонкозернистого кальцита. Некоторые прослои глин загипсованы. Основная масса

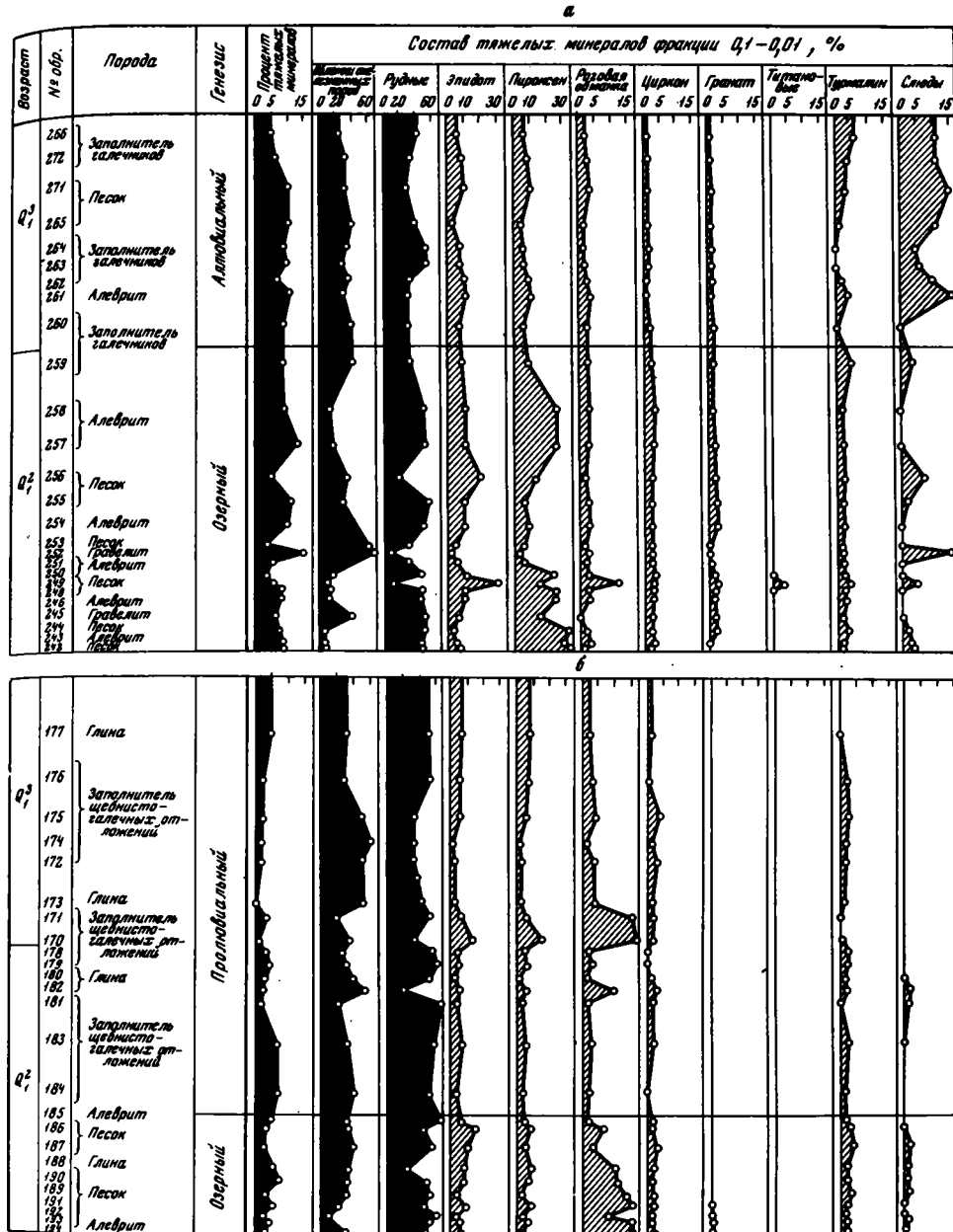


Рис.47. Состав и содержание тяжелых минералов в алевритовой фракции эоплейстоценовых отложений северного борта Чуйской впадины

а – разрез Чаган; б – разрез Туерых

гипса, вероятно, сингенетична отложениям, так как он слагает выдержанные тонкие прослойки шестоватого строения, мощностью до 1 см или вместе с тонкозернистым кальцитом пропитывает глинистую массу, проявляя отчетливую пойкилитовую структуру. Кроме того, в породах присутствует вторичный гипс, который образует мелкие гнездообразные скопления и шеточки друз по трещинам в глинистых породах.

Состав глинистого вещества полиминеральный. Основная роль среди глинистых минералов, по данным рентгенографического анализа, принадлежит гидрослоде ($d = 10,1 \text{ \AA}$), меньшее значение имеет хлорит ($d = 14,2 \text{ \AA}$), а в качестве примеси присутствуют каолинит ($d = 7,1 \text{ \AA}$), монтмориллонит ($d = 17,6 \text{ \AA}$) и кварц (табл. 24). Преимущественно гидрослодистый состав глинистого вещества подтверждается и результатами термического анализа гли-

Таблица 24

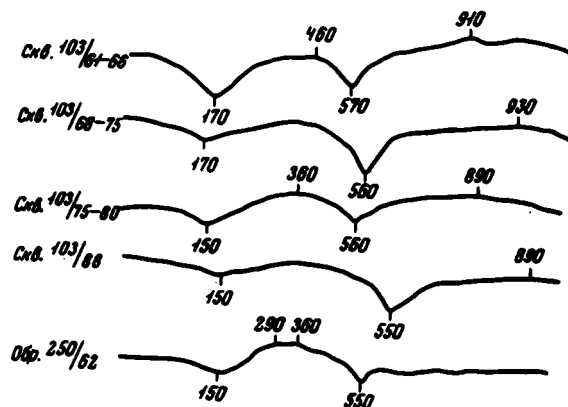
Расчет рентгенограммы глинистой фракции ($< 0,001 \text{ мм}$), выделенной из озерных отложений бекенской свиты (обр. 252/62)

Ориентированный насыщенный гли- церием		Ориентированный прокаленный при $t = 550^{\circ}\text{C}$		Ориентированный насыщенный гли- церием		Ориентированный прокаленный при $t = 550^{\circ}\text{C}$	
I	$d, \text{\AA}$	I	$d, \text{\AA}$	I	$d, \text{\AA}$	I	$d, \text{\AA}$
1	17,6	-	-	1	2,58	1	2,69
						2	2,53
5	14,2	7	14,2	1	2,408	1	2,436
10	10,1	9	10,00	0,5	2,275	1	2,294
							2,132
6	7,1	-	-	1	2,124	-	-
3	5,1	6	5,0	3	1,994	5	2,008
2	4,72	-	-	0,5	1,883	1	1,908
0,5	4,46	2	4,52	1	1,818	2	1,824
2	4,26	2	4,27	0,5	1,733	-	-
0,5	4,07	-	-	1	1,675	6	1,668
		1	3,69				
6	3,53	1	3,50	2	1,641	-	-
9	3,34	10	3,35	1	1,541	3	1,552
2	3,19	3	3,23	-	-	1	1,458
2	2,97	2	3,03	-	-	3	1,381
1	2,88	2	2,89				
1	2,76	2,80	-				

Содержание (в %) железа и марганца в озерных отложениях бекенской свиты

Порода, № обр.	Fe вал	Fe ⁺² HCl	Fe ⁺³ HCl
Крупнозернистый песок, 191/62	3,99	0,56	0,96
Глинистый алеврит, 194/62	4,34	0,60	1,95
Глинистый песок, 187/62	4,76	0,39	2,65
Мелкозернистый песок, 292/62	4,21	0,25	1,98
То же, 299/62	4,25	0,60	1,14
Глина, 275/62	7,34	0,62	5,14
Песчано-известковый цемент конгломе- рата, 259/62	3,58	0,47	1,49

Рис. 48. Термограммы глинистого вещества (фракция < 0,001 мм) из озерных отложений бекенской свиты



нистой фракции (рис. 48). Главная масса глинистого материала в озерных отложениях представлена терригенными частицами, поступавшими из областей размыва, но небольшая часть его, по-видимому, образовывалась на месте, уже в осадке, при изменении пластинок биотита. Под микроскопом изредка удается проследить переход биотита в гидрослоду. Причем чем крупнее пластинки биотита, тем нагляднее картина их изменения. Поэтому в песках и алевролитах изменение выражено ярче и прослеживается лучше, нежели в глинах. Первоначальное изменение биотита выражается в том, что листочки его приобретают волокнистое строение и снижают интерференционную окраску, сохраняя плеохроизм, свойственный биотиту. При дальнейшем переходе гидrobiотита в гидрослодистое глинистое вещество волокнистые пластинки распадаются в глинистый агрегат криптоволокнистого строения. При разложении биотита происходит высвобождение железа из его решетки. Железо осаждается в виде гидроокиси, окрашивая окружающие участки породы в интенсивные бурые тона.

С глинистыми частицами всюду в виде тонкораспыленной примеси ассоциируют гидроокислы железа; местами в глинах они образуют малопрозрачные хлопьевидные скопления. Изредка в песках наблюдаются участки, в которых гидроокислы железа заполняют промежутки между обломочными зернами.

В табл. 25 приведены некоторые результаты определения форм железа в озерных отложениях, из которых видно, что большая часть железа представлена на реакционноспособным железом, основная масса которого находится в окис-

Таблица 25

Fe^{+2} FeS_2	% реакци- онноспособ- ного Fe от Fe вал	Fe обл	Mn	Fe^{+2} HCl	Fe^{+3} HCl	Fe^{+2} FeS_2
				в % от реакционноспособ- ного железа		
0,01	38,5	2,46	0,06	36,6	62,8	0,6
0,10	61,0	1,69	0,07	22,6	73,6	3,8
0,05	65,0	1,67	0,07	13,8	84,6	1,6
0,03	54,0	1,97	0,12	11,0	87,7	1,3
0,03	42,0	2,48	0,07	34,0	64,3	1,7
0,06	79,0	1,52	0,11	10,6	88,4	1,0
0,03	56,0	1,59	0,10	23,5	75,0	1,5

Порода, № обр.	Fe _{вал}	Fe _{обл}	Fe ⁺² HCl
Цемент конгломерата, 178/62	3,60	1,77	0,25
То же, 181/62	4,32	2,43	0,20
Песчано-глинистый алевроит, 182/62	4,99	2,35	0,30
Цемент конгломерата, 184/62	4,12	1,90	0,25
Глинистый песок, 180/62	5,10	2,41	0,26

ной форме. В то же время отношение закисного железа к окисному существенно возрастает по сравнению с озерными отложениями кызылгирской свиты. Это, вероятно, объясняется присутствием большего количества активного органического вещества ($C_{орг}$ остаточное 0,08–0,40%), благодаря разложению которого в процессе диагенеза восстанавливается часть окисного железа. Выделения гидроокислов железа в виде небольшой примеси содержат окислы марганца.

Пролувиальные отложения слагают верхнюю часть разреза бекенской свиты по р.Туерык. Они представлены конгломерато-брекчиями с редкими песчано-алеврито-глинистыми линзами мощностью 0,2–0,3 м. Линзовидно-горизонтальное строение толщи, грубый состав конгломерато-брекчий (средние размеры обломков 10–15 см, нередки глыбы до 0,5 м в диаметре), плохая окатанность обломочного материала (преобладают угловатые обломки), обилие пелитовых частиц наряду с общей несортированностью пород (см. рис. 45) позволяют считать эти образования отложениями временных потоков.

Состав обломочной части пролювиальных отложений тождествен описанным выше конгломератам и гравелитам из озерных отложений бекенской свиты. Цемент пролювиальных конгломерато-брекчий преимущественно песчано-глинистый, а карбонат в виде бесформенных сгустков неравномерно рассеян в глинистой массе. Местами в цементе заметна перекристаллизация карбоната и связанное с этим перераспределение цементирующего вещества: одни участки породы сцементированы крупными кристаллами кальцита, а другие имеют чисто глинистый цемент. Значительно реже глинистые частицы образуют оторочки вокруг обломочных зерен, а промежутки выполнены кальцитом. Очень часто все это можно наблюдать в пределах одного шлифа. Глинистые частицы цемента конгломерато-брекчий или плохо отсортированных песчано-алеврито-глинистых прослоев образуют точечно-поляризирующую, тонкоочувчатую пелитовую массу. Состав глинистого вещества, судя по характеру кривых нагревания (рис. 49) и показателям преломления глинистых агрегатов ($Ng' - 1,577-1,570$; $Np' - 1,549-1,536$; $Ng' - Np' = 0,028-0,034$), вероятно, преимущественно гидрослоистый.

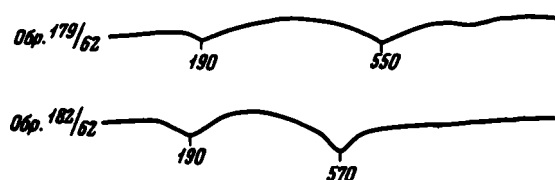


Рис.49. Термограммы глинистого вещества (фракция < 0,001 мм) из пролювиальных отложений бекенской свиты

Fe^{+3} HCl	Fe^{+2} FeS_2	% реакцион- носпособно- го железа от Fe вал	Fe^{+2} HCl	Fe^{+3} HCl	Fe^{+2} FeS_2
			в % от реакционноспособного железа		
1,57	0,01	51	13,6	85,9	0,5
1,68	0,01	44	10,6	88,9	0,5
2,32	0,02	53	11,4	87,8	0,8
1,96	0,01	54	11,3	88,2	0,5
2,43	-	53	9,7	90,3	-

Агрегаты глинистых минералов окрашены гидроокислами железа, которые тонко распылены в глинистой массе и не образуют самостоятельных стяжений. Общее содержание железа не превышает 5%. Количество реакционноспособного железа несколько меньше, чем в озерных отложениях этой свиты (не более 54%), причем количество закисного железа не поднимается выше 14%, в то время как в озерных отложениях его содержание доходит до 37% от реакционноспособного железа (табл. 26).

Такое соотношение форм железа закономерно отражает уменьшение интенсивности процессов редукции железа в субаэральных отложениях по сравнению с субаквальными. Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в пролювиальных отложениях бекенской свиты составляет всего 0,06–0,11%.

Башкауская свита

В Чуйской впадине отложения башкауской свиты образуют многочисленные обнажения по северному борту впадины вдоль подножия Курайского хребта. На юге впадины они вскрываются в ряде современных речных долин – по рекам Кызыл-Чин, Чаган, Елангаш, Ирбитсу и Тархата. Распространение этих отложений показано на рис. 50.

Стратотипический разрез отложений этой свиты находится в Улаганской впадине юго-восточного Алтая. Строение толщи башкаусских галечников достаточно подробно рассматривается в стратиграфической части данной работы (см. стр. 57). Ранее башкауская толща принималась за ледниковые образования (морену) раннечетвертичного возраста (Шукина, 1960; Лунгерстаузен, Раковец, 1957, 1958, 1961). Впоследствии на основании детальных исследований Н.П.Ефимцева (1961), Е.В.Девяткина (1963) и автора (Лискун, 1963) эта точка зрения была пересмотрена. В настоящее время башкаусские отложения, развитые в долине р.Кубадру, по комплексу признаков уверенно относятся к аллювиальным образованиям. Эти признаки следующие. Прежде всего, толща яснослоистая. Слоистость проявляется в чередовании мощных пачек грубообломочных пород разного гранулометрического состава, а также в наличии в этих пачках многочисленных линзовидных прослоев песков и алевроитов с тонкой горизонтальной и косою слоистостью. Обломочный материал в разной степени окатан, плохо отсортирован, за исключением глинисто-алевритовых прослоев, и отличается сугубо полимиктовым составом. Грубость обломочного материала заметно уменьшается в северо-восточном направлении, вниз по течению р.Кубадру; в том же направлении значительно увеличивается степень его окатанности. Отмечается отчетливая ориентировка галек в толще – гальки лежат почти горизонтально, местами наблюдается черепятчатая укладка галек. Все породы башкауской свиты, независимо от их гранулометрического состава, богаты глинистым материалом.

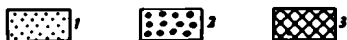
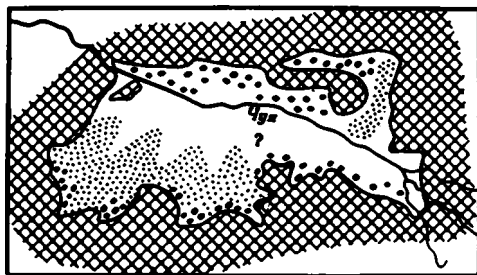


Рис. 50. Схема распределения различных генетических типов отложений верхнего эоплейстоцена Чуйской впадины

1 - аллювиальные отложения; 2 - пролювиальные отложения; 3 - современные выходы докайнозойского основания

Перечисленные особенности строения башкаусской свиты позволяют отнести ее к аллювию горных рек с довольно мощным и постоянным водотоком. Аллювиальный материал накапливался по констративному типу в эрозионно-тектонической депрессии, расположенной у северного подножия Курайского хребта. Накопление его в условиях относительного прогибания определило значительную мощность аллювия и отсутствие фациальной дифференциации осадков. Обилие глинистых частиц в породах говорит о том, что речные воды выносили наряду с грубообломочным и песчаным материалом значительное количество тонкой мути - взвешенных пелитовых частиц. При седиментации этот глинистый материал вместе с гравийными, песчаными и алевритовыми частицами заполнял промежутки между крупными обломками пород - гальками и валунами. Как отмечает Е.В. Шанцер (1951), присутствие значительного количества глинистого вещества весьма характерно для аллювия горных рек. Разная степень окатанности и плохая сортировка обломочного материала башкаусской свиты свидетельствуют об относительной близости источников сноса. Размывался комплекс разнообразных пород, среди которых основная роль принадлежала гранитам и метаморфическим сланцам. Состав обломочного материала башкаусской свиты полностью соответствует составу пород, которые в настоящее время широко распространены в пределах Курайского хребта. Кроме того, очевидно, в питании обломочным материалом башкаусской свиты какое-то участие принимали и древние галечники. Об этом свидетельствует наличие хорошо окатанных галек с остатками выветрелой "рубашки", которая возникла до отложения башкаусской свиты, так как в процессе переноса некоторые гальки раскалывались и их новые сколы остались свежими.

Присутствие в толще вместе с обломками совершенно свежих пород обломков тех же по составу пород, но в значительной степени затронутых выветриванием свидетельствует о том, что в области размыва существовала древняя кора выветривания. Период формирования этой коры связан с эпохой выветривания, предшествовавшей началу аллювиального цикла, которому обязаны своим образованием породы башкаусской свиты, так как в ее составе количество обломков выветрелых пород, как правило, уменьшается вверх по разрезу. Иными словами, в процессе отложения башкаусской толщи роль коры выветривания как источника сноса постепенно уменьшалась. Таким образом, литолого-текстурные особенности отложений свидетельствуют об аллювиальном происхождении толщи башкаусских галечников, развитых в долине р. Кубадру.

В Чуйской впадине в отложениях башкаусской свиты выделяются аллювиальные и пролювиальные образования.

Аллювиальные отложения представлены толщей бурых галечников в разрезах по рекам Кызыл-Чин, Чаган и Тархата. Их гранулометрический состав, сортировка и карбонатность показаны на графиках (рис. 51, см. также рис. 38, 46). На них видно, что основная часть отложений представлена грубообломочными слабокарбонатными породами. Грубообломочные породы образу-

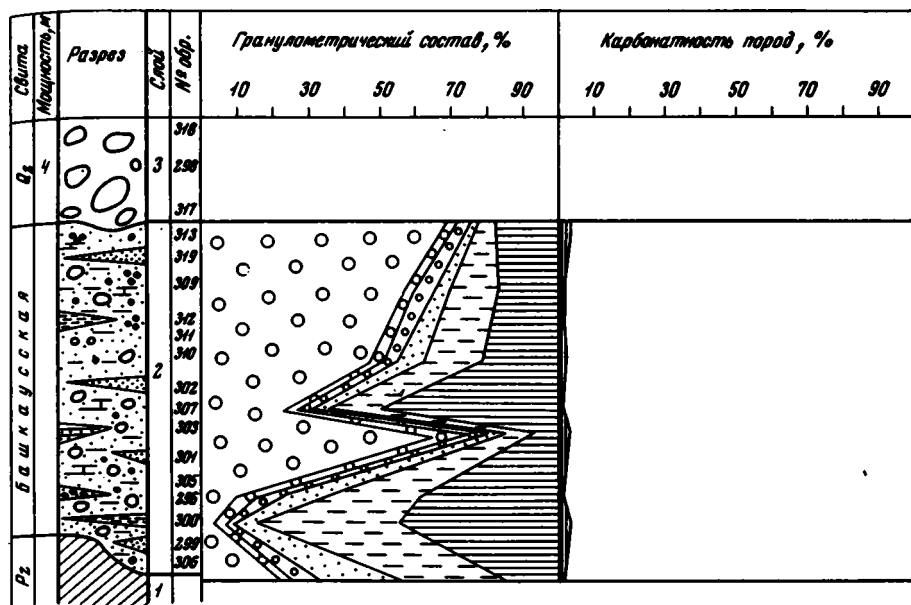
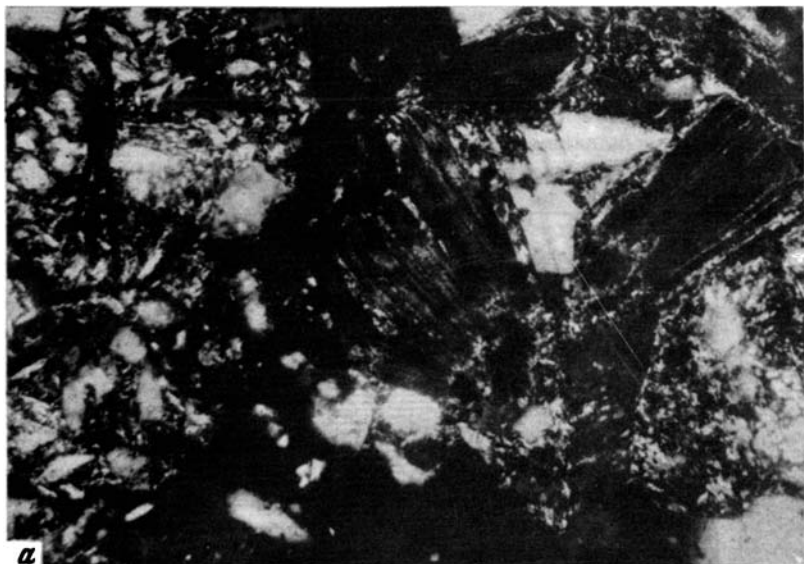


Рис.51. Гранулометрический состав и карбонатность отложений башкауской свиты в разрезе по р.Тархата

Условные обозначения см. рис. 3

ют горизонтальнослоистую толщу. Мощность отдельных прослоев галек, щебней и гравийников достигают 2–3 м. Горизонтальная слоистость толщи подчеркивается также присутствием многочисленных линз мелкозернистого состава. Сортировка обломочного материала слабо выражена, преобладают гальки 6–8 см в диаметре и меньше. Самые крупные обломки не превышают 20–25 см. Форма обломков различная – овальная, округлая, плоская или неправильно-угловатая. Мелкие гальки окатаны, как правило, лучше крупных. Состав обломочного материала полимиктовый, основная роль принадлежит песчанникам, алевролитам и хлорит–серпичитовым сланцам, реже встречаются граниты, габбро, кварц. Состав обломочного материала соответствует составу пород, слагающих Южно-Чуйский хребет. Все крупные обломки включены в песчано-алеврито-глинистый заполнитель желтовато-бурой окраски, местами рыхлый, местами уплотненный. Линзы мелкообломочных пород (протяженностью 6–10 м, мощностью до 0,5 м) состоят из песчанистых алевролитов с большой примесью пелитовых частиц. В линзах наблюдается ясная горизонтальная, а в отдельных случаях отчетливая косая слоистость, обусловленная различиями окраски, гранулометрического состава и степенью обогащения слюдыстыми минералами отдельных прослоев. Песчаные и алевроитовые зерна заполнителя галечников и песчанистых алевролитов представлены обломками перечисленных выше пород, кварцем, слюдами (биотитом и мусковитом), хлоритом, плагиоклазами и калиевыми полевыми шпатами. Содержание тяжелых минералов неодинаково в разных разрезах и изменяется от 10% (р.Чаяган) до 1–2% (р.Тархата). Столь небольшой процент их в отложениях по долине р.Тархата связан с разномощным слюдисто-хлоритовых сланцев, развитых почти по всей водосборной площади древней реки. Состав тяжелых минералов в разрезах башкауской свиты по рекам Чаяган и Кызыл-Чин идентичен их составу в отложениях бекенской свиты. Наиболее распространены рудные минералы – магнетит, ильменит и лимонит, составляющие половину тяжелой фракции (см. рис. 40, 47). Некоторое изменение состава тяжелых минералов отмечается в башкауских отложениях, обнажающихся по долине р.Тархата. Здесь из комплекса прозрачных ми-



а



б

Рис.52. Сильно разложенные пластинки биотита в песчаных алевритах башкаусской свиты. Увел. 200

а - с анализатором; б - без анализатора

нералов выпадают роговая обманка и гранат, постоянно присутствующие в других разрезах. Многие зерна, особенно эпидота и биотита, сильно разрушены (рис.52), однако во фракциях встречаются и совершенно свежие зерна этих минералов.

Глинистые минералы составляют основную часть пелитовой фракции пород, содержание которой колеблется от 17 до 50%. Большая часть глинистых частиц состоит из ярко поляризующих, беспорядочно ориентированных тонких чешуек с расплывчатыми краями. Местами все они сливаются в бесформенные выделения глинистого вещества с волнистым погасанием (рис.53). Нередко глинистое вещество выполняет ветвящиеся нитевидные трещинки (возможно, реликты корневой системы).

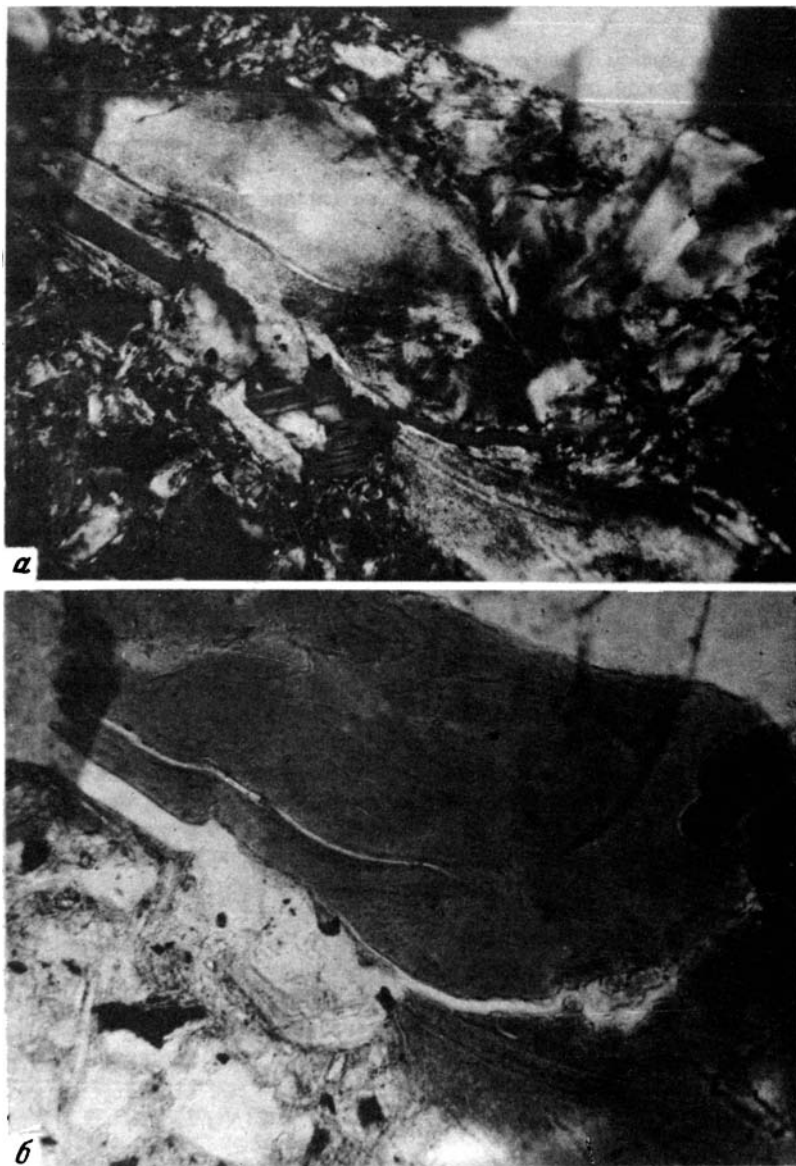


Рис.53. Колломорфные выделения глинистого вещества в аллювиальных отложениях башкауской свиты. Увел. 500

а – с анализатором; б – без анализатора

По данным рентгенографического анализа, в составе глинистого вещества преобладает гидрослюда ($d = 10,2; 10; 9,9 \text{ \AA}$), меньшее значение имеет хлорит ($d = 14,0; 14,2 \text{ \AA}$), в виде примеси присутствуют каолинит ($d = 7,1; 7,4 \text{ \AA}$) и монтмориillonит ($d = 17,6 \text{ \AA}$). После обработки образцов соляной кислотой базальные рефлексы хлорита исчезают, а рефлексы $7,2$ и $7,4 \text{ \AA}$ сохраняются, что подтверждает присутствие в глинистом веществе каолинита. Непременной составной частью пелитовой фракции всех образцов является кварц (табл.27). В то же время местами, вероятно, сильно возрастает роль монтмориillonитового материала, так как из некоторых прослоев глинистых алевритов показ-

Таблица 27

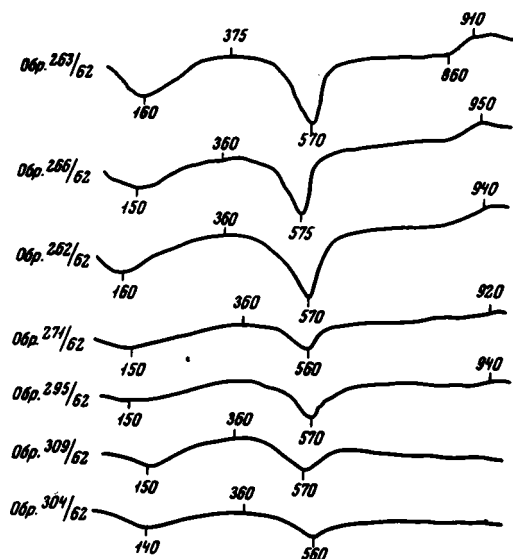
Расчет рентгенограммы глинистого вещества ($< 0,001$ мм), выделенного из отложений башкауской свиты

Песчано-глинистый заполнитель галечников, обр. 217/62				Песчанистый алеврит, обр. 28/62				Песчано-глинистый заполнитель галечников, обр. 263/62	
насыщенный глицерином		прокаленный при $t = 550^{\circ}\text{C}$		насыщенный глицерином		прокаленный при $t = 550^{\circ}\text{C}$		насыщенный глицерином	
I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å
1	17,6	-	-	1	13,8	-	-	7	17,6
2	14,0	7	14,0	10	10,2	10	10,1	9	14,2
9	9,9	8	10,0	10	7,4	-	-	10	10,0
9	7,1	-	-	2	5,1	4	5,1	2	7,8
2	5,0	3	5,0	1	4,81	-	-	8	7,1
1	4,76	1	4,72	1	4,52	1	4,64	4	5,0
1	4,48	4	4,46	1	4,31	3	4,27	-	4,74
2	4,26	3	4,24	1	3,98	1	4,04	1	4,46
-	-	1	3,82	8	3,61	1	3,50	2	4,26
8	3,56	1	3,47	9	3,34	9	3,35	1	3,75
10	3,34	10	3,34	1	3,23	2	3,24	6	3,54
2	3,21	2	3,33	1	3,03	-	-	7	3,34
2	2,99	1	3,00	1	2,82	1	2,89	1	3,20
2	2,86	1	2,84	2	2,59	1	2,57	1	2,98
1	2,68	1	2,67	1	2,388	-	2,44	2	2,86
3	2,58	2	2,58	-	2,342	1	2,27	1	2,70
2	2,446	1	2,52	1	2,128	1	2,136	2	2,58
1	2,378	1	2,457	2	1,997	2	2,015	2	2,485
1	2,285	1	2,383	1	1,949	1	1,956	1	2,383
-	-	1	2,289	1	1,871	1	1,898	1	2,275
1	2,124	1	2,234	1	1,821	2	1,878	1	2,124
-	-	1	2,182	2	1,666	2	1,661	3	1,994
5	1,987	1	1,897	1	1,537	2	1,542	1	1,883
3	1,783	3	1,813	-	1,374	-	-	1	1,728
-	-	2	1,696	-	-	-	-	3	1,677
4	1,659	-	1,661	-	-	-	-	3	1,641
2	1,537	2	1,541	-	-	-	-	2	1,564
3	1,497	1	1,504	-	-	-	-	2	1,542
1	1,453	2	1,410	-	-	-	-	2	1,519
3	1,372	3	1,374	-	-	-	-	-	-

тели преломления глинистых агрегатов оказались близкими к константам монтмориллонита ($\text{Ng}' - 1,550$; $\text{Nr}' - 1,528$). В большинстве же случаев показатели преломления глинистых агрегатов намного выше ($\text{Ng}' - 1,562 - 1,570$; $\text{Nr}' - 1,550 - 1,560$; $\text{Ng}' - \text{Nr}' = 0,012 - 0,010$) и, по-видимому, соответствуют в основном хлорит-гидрослюдистому составу. Смешанный состав глинистого вещества отчетливо виден на кривых нагревания (рис. 54), приведенных для разных разрезов Чуйской впадины.

Глинистая масса пород пропитана гидроокислами железа, которые неравномерно окрашивают ее в бурые, рыжие и желтые тона. Количество железа в

рис.54. Термограммы глинистого вещества (фракция < 0,001 мм) из аллювиальных галечников башкаусской свиты



башкаусских галечниках обычно превышает содержание его в кызылгирских и бекенских отложениях (табл. 28). Максимальное содержание валового железа достигает 8–9%, среднее содержание около 6,5%. Основная масса железа представлена реакционноспособным трехвалентным железом. Тем не менее в башкаусских отложениях количество закисного железа нередко достигает 20% и более от реакционноспособного (см. табл. 23). Сравнительно активно протекающие процессы редукции, вероятно, обусловлены довольно высоким содержанием органического вещества. В отдельных алевроито-глинистых прослоях содержание остаточного органического углерода составляет до 0,5%, хотя во многих образцах, взятых из заполнителя галечников, Сорг или очень невелико (0,06–0,19%) или отсутствует. В то же время почти во всех прослоях песчано-алевритовых пород в шлифах наблюдаются обрывки растительной ткани с сохранившимся клеточным строением, мелкий растительный детрит и углистая пыль.

Башкаусские аллювиальные галечники слабокарбонатны, процент карбонатности обычно не превышает первых единиц (см. рис. 46, 51). Карбонат, представленный кальцитом, присутствует только в виде редкой тонкораспыленной примеси в глинистой части отложений. Он образует мельчайшие скрытокристаллические выделения размером 0,003–0,005 мм. Очень редко наблюдаются карбонатно-глинистые корочки на поверхности галек и щебня.

Проллювиальные отложения башкаусской свиты развиты у подножия Курайского хребта, где они представлены мощной толщей (до 200 м) неяснослоистых плохо отсортированных грубообломочных бурых галечно-щебнистых отложений (см. рис. 45). Состав пород аналогичен составу развитых в этих районах пролювиальных отложений бекенской свиты. Крупные обломки сложены породами, развитыми в Курайском хребте (см. стр. 112). В составе песчаных и алевроитовых частиц заполнителя преобладают зерна кварца, а в тяжелой части алевроитовой фракции преобладают рудные минералы (см. рис. 47).

Глинистые минералы цемента галечно-щебнистых отложений большей частью имеют тонкочешуйчатое строение и изредка образуют каемки волнисто-гаснущих агрегатов вокруг песчаных и алевроитовых зерен (рис. 55). Состав глинистых компонентов (Ng' – 1,569; Np' – 1,550; $Ng' - Np' = 0,019$), вероятно, аналогичен составу их в аллювиальных отложениях (рис. 56; табл. 29), в которых основным глинистым минералом является гидрослюда.

Порода, № обр.	Fe _{вал}	Fe ⁺² _{HCl}	Fe ⁺³ _{HCl}
Песчано-глинистый заполнитель галечников, 316/62	9,36	0,11	6,17
Алевритистый песок, 305/62	2,59	0,11	1,27
Глинистый алеврит, 319/62	3,85	0,45	1,47
Алевритовая глина, 296/62	5,12	0,38	2,66
Глинистый алеврит, 303/62	7,31	0,60	3,53
Алеврито-глинистый песок, 265/62	4,44	0,60	1,41
Песок, 165/62	3,66	0,78	2,03
Песчанистый алеврит, 300/62	6,17	0,99	3,23
То же, 260/62	6,87	0,34	4,71
Песчано-глинистый заполнитель галечников, 217/62	7,86	0,51	4,40



Рис.55. Коллоидные выделения глинистого вещества в пролювиальных отложениях башкаусской свиты. Увел. 200

а – с анализатором; б – без анализатора

Максимальное содержание железа в пролювиальных отложениях не превышает 7%. Для этих отложений характерен высокий процент реакционноспособного железа (до 78%), в котором относительно большую роль, по сравнению с пролювиальными отложениями бекенской свиты, играет закисное железо (см. табл. 26, 30). Содержание C_{org} в пролювиальных отложениях башкаусской свиты составляет 0,11–0,16%.

Fe^{+2} FeS_2	% реакцион- носпособного Fe от Fe вал	Fe обл	Fe^{+2} HCl	Fe^{+3} HCl	Fe^{+2} FeS_2
			в % от реакционноспособного железа		
0,02	67	3,06	1,7	98,0	0,3
0,02	54	1,11	7,8	90,7	1,5
0,03	51	1,90	23,1	75,4	1,5
0,02	60	2,06	12,4	87,0	0,6
0,02	57	3,16	14,4	85,1	0,5
0,02	46	2,41	29,4	69,6	1,0
0,02	77	0,83	27,5	71,4	1,1
0,03	69	1,92	23,3	76,0	0,7
0,01	74	1,81	6,6	93,1	0,2
0,01	63	2,94	10,3	89,5	0,2

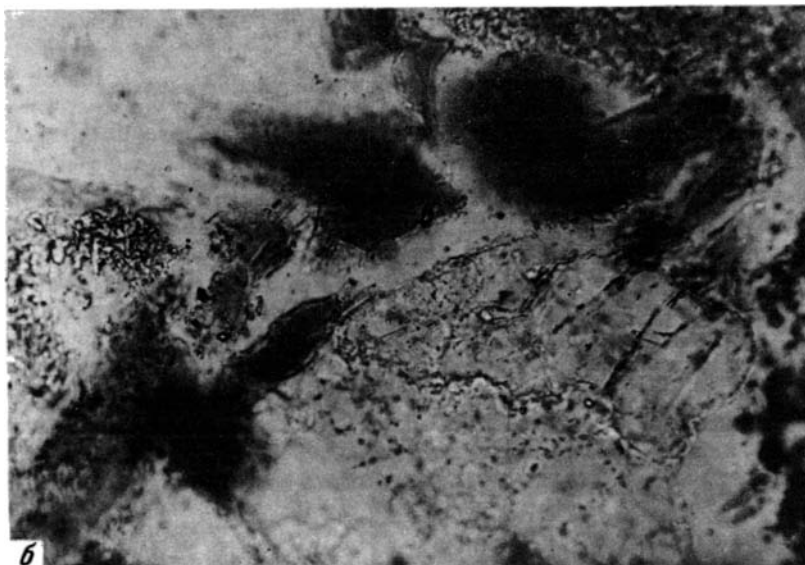


Рис. 56. Термограммы глинистого вещества (фракция $< 0,001$ мм) из пролювиальных отложений башкаусской свиты

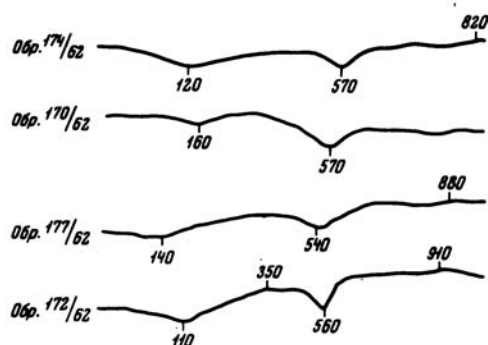


Таблица 29

Химический состав (в %) глинистой фракции ($< 0,001$ мм), выделенной из пролювиальных отложений башкаусской свиты

Компо- ненты	Обр. 172/62	Обр. 174/62	Компо- ненты	Обр. 172/62	Обр. 174/62
SiO ₂	45,0	45,4	Na ₂ O	0,45	0,60
TiO ₂	0,78	0,76	K ₂ O	2,40	2,25
Al ₂ O ₃	20,80	20,82	H ₂ O ⁺	8,20	6,20
FeO	1,08	2,08	H ₂ O ⁻	4,95	6,95
Fe ₂ O ₃	11,72	10,72	C	0,11	0,11
MnO	0,12	0,12	P ₂ O ₅	0,23	0,23
CaO	1,27	1,28	Сумма	99,65	100,05
MgO	2,54	2,53	Квари свободн.	2,15	2,45

Пролувиальные отложения слабокарбонатны (не более 5%, см. рис.51). Карбонаты образуют редкую тонкую вкрапленность в глинистой массе пород или же мелкие кристаллы по стыкам терригенных зерен.

Котловина Больших Озер, Дзерженская и Бэгэрская впадины

Свита Алтан-Тээли

Отложения свиты Алтан-Тээли развиты во впадинах Монгольского Алтая - Дзерженской и Бэгэрской. Среди отложений этой свиты выделяются две группы образований - пролювиальные и аллювиальные (см. рис.65).

Пролувиальные отложения обнажаются в прибортовых частях впадин. Они представлены довольно мощной (около 80 м) толщей грубообломочных буроватых пород. Для пролювиальных отложений свиты Алтан-Тээли характерны нечеткая горизонтальная и линзовидно-горизонтальная слоистость, плохая сортировка и незначительная окатанность обломочного материала. Эта толща состоит из переслаивания галечно-щебнистых пачек, различающихся не столько размерами обломков, сколько количеством песчано-глинистого заполнителя, скрепляющего крупные обломки. В одних пачках заполнителя мало - обломки

Содержание (в %) железа в пролювиальных отложениях башкаусской свиты

Порода, № обр.	Fe _{вал}	Fe ⁺² _{HCl}
Песчано-глинистый заполнитель галечно-щебнистых отложений, 171/62	6,52	0,60
То же, 175/62	6,98	0,71
Песчано-алевритовая глина, 173/62	7,72	0,82
Глинисто-алевритовый песок, 170/62	4,51	0,67
То же, 176/62	6,46	0,58

плотно сгружены, в других – наоборот, заполнителя много и крупные обломки как бы плавают в нём. Чередование таких прослоев, а также присутствие редких линз глинистых песков и алевритистых глин, всегда содержащих примесь дресвы и щебня, связаны с непостоянной силой и мощностью потоков, формировавших эти толщи. Результаты анализов подтверждают грубый состав и плохую сортировку пролювиальных образований (рис. 57, 58, см. вкладку).

Обломочный материал галечно-щебнистых отложений не крупный: средние размеры обломков около 4–7 см, максимальные – 10–15 см. Форма их неправильная, остроугольная, реже края обломков сглажены. Состав обломочного материала определяется составом пород, развитых в областях питания, и изменяется от разреза к разрезу. Так, в Дзерженской впадине в стратотипическом разрезе свиты Алтан-Тээли основная роль принадлежит серым роговообманково-биотитовым гранитам, в меньшем количестве присутствуют разнообразные сланцы (кварц-амфиболовые с магнетитом, глинистые и слюдястые), песчаники, реже эффузивы. В Бэгэрской впадине преобладают обломки сланцев (кварц-хлоритовых, глинистых и слюдястых), эффузивов и пироксенитов, встречаются песчаники, алевролиты и известняки.

Среди обломков всех разновидностей пород наблюдаются как совершенно свежие, так и в разной степени измененные, причем в их распределении не улавливается никакой зональности. Это свидетельствует о том, что выветривание пород, слагающих щебнисто-галечную толщу, происходило не на месте ее отложения, а в области сноса. Изменение пород выражается в ожелезнении их темноцветных компонентов. Нередко ожелезнение настолько велико, что гидроокислы железа полностью затушевывают состав и структуру материнской породы.

В песчано-глинистых прослоях и линзах, а также в песчаных фракциях галечно-щебнистых отложений, помимо обломков пород, присутствуют зерна кварца, имеющие обычно неправильную остроугольную форму, зерна сложных или слабо измененных плагиоклазов, пластинки биотита и мусковита, изредка встречаются свежие остроугольные осколки кислых вулканических стекол (N = 1, 483).

В составе тяжелой части алевритовой фракции пород главными составляющими являются рудные минералы (магнетит, ильменит, лимонит), роговые обманки, эпидот и пироксены. Меньше развиты циркон, гранат, титановые минералы и турмалин. Встречаются единичные зерна силлиманита, апатита, ставролита и дистена. Процентное содержание перечисленных тяжелых минералов неодинаково в разных разрезах и зависит от состава пород, развитых в областях питания: высокое содержание роговых обманок в разрезах Дзерженской впадины связано с широким развитием в соседних хребтах кварц-амфиболовых

Таблица 30

Fe^{+3} HCl	Fe FeS_2	% реак- ционно- способно- го Fe от Fe вал	Fe обл	Fe^{+2} HCl	Fe^{+3} HCl	$FeFeS_2$
				в % от реакционноспособного железа		
4,40	0,02	77	1,50	11,9	87,7	0,4
4,10	0,05	78	2,12	14,6	84,4	1,0
4,38	0,08	68	2,44	15,6	82,9	1,5
2,39	0,04	68	1,41	21,6	77,1	1,3
4,21	0,02	75	1,65	12,0	87,6	0,4

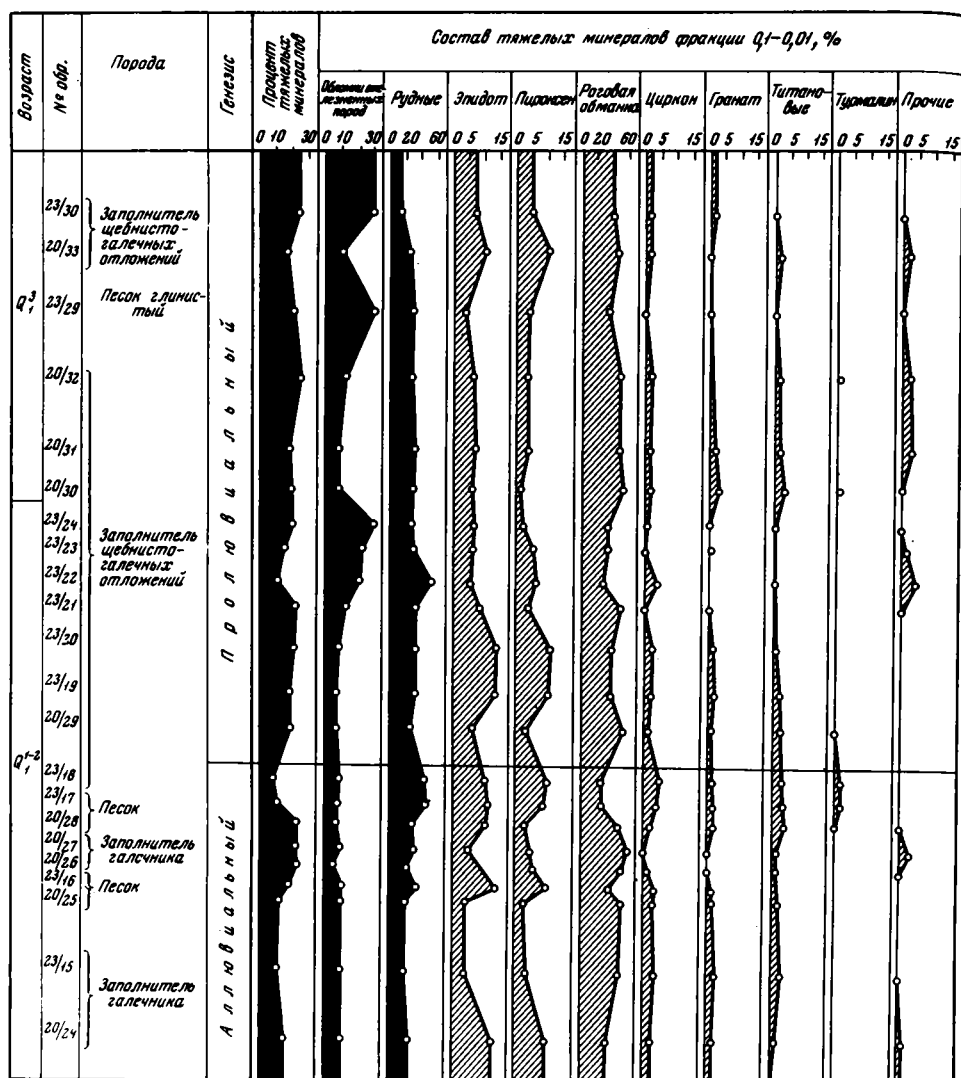


Рис.59. Состав и содержание тяжелых минералов в алевритовой фракции эоплейстоценовых отложений в разрезе Алтан-Тээли

сланцев и гранитов, а увеличение количества эпидота и пироксенов в разрезах Бэгэрской впадины обусловлено обилием основных эффузивов и гипербазитов в южном борту этой впадины (рис. 59, см. также рис.63).

В составе всех пород пролювиальных отложений свиты Алтан-Тээли немалую роль играют глинистые минералы. В большинстве случаев они представлены беспорядочно ориентированными мельчайшими чешуйками (Ng' - 1,570; Np' - 1,551; $Ng'-Np' = 0,019$). Значительно реже наблюдаются колломорфные выделения (затеки) глинистого вещества, обладающие волнистым угасанием и выполняющие свободные промежутки между обломочными зернами. Рентгенографическое изучение пелитовой фракции пород показало, что в ее составе присутствуют гидрослюда ($d = 10,0 \text{ \AA}$), монтмориллонит ($d = 17,2 \text{ \AA}$) и каолинит ($d = 7,1 \text{ \AA}$). Кроме того, на рентгенограммах фиксируются линии кварца. Нередко на электроно-микроскопических снимках отмечается также присутствие игольчатых частичек магнезиальных силикатов. О смешанном сос-

Таблица 31

таве говорит и силикатный анализ глинистой фракции (табл. 31, 32). Кривые нагревания глинистого вещества обнаруживают очень сходное строение (рис. 60). Они характеризуются отчетливо выраженными эффектами при 90–100, около 180 и при 550–530°; отмечается также слабая оо-тановка при 800–850°. Характер кривых нагревания позволяет говорить о преимущественно монтмориллюнитовом составе глинистого вещества. Присутствие на термограммах экзотермического эффекта при 300–330°, вероятно, связано с разложением органического вещества, а сравнительно высокие показатели преломления глинистых агрегатов, по-видимому, обусловлены примесью гидроокислов железа.

Агрегаты глинистых минералов пропитаны гидроокислами железа, которые окрашивают глинистое вещество в буроватые тона. В породах нет макроскопически заметных стяжений железистых минералов.

Только под микроскопом изредка удается обнаружить участки, состоящие из глобулярных выделений гидроокислов железа.

В описываемых отложениях свиты Алтан-Тээли резко преобладает окисное железо (Fe^{+3}), которое составляет 86–93% реакционноспособного железа

(табл. 33). Валовое содержание железа в породах колеблется от 3,5 до 5,5%. Тонкодисперсная форма выделения гидроокислов железа говорит о слабом развитии процессов перераспределения железа в осадках. Количество $\text{C}_{\text{орг}}$ в этих отложениях не превышает 0,14%.

Неизменной составной частью цемента проловияльных отложений является хемогенный карбонат, представленный кальцитом (табл. 34). В глинистых прослоях, как правило, он образует криптокристаллические выделения. Мельчайшие кристаллики кальцита либо равномерно распределены в глинистой массе, либо наряду с тонким распылением образуют в ней обогащенные участки неправильной формы. В грубых шепнисто-галечных отложениях карбонат вместе с песчано-глинистыми частицами местами прочно цементирует породы (рис. 61). Очень часто в цементе наблюдается перекристаллизация кальцита, в результате чего глинистые частицы как бы отжимаются, а кальцит образует чистые прозрачные кристаллы. Нередко наблюдается коррозия кальцитом обломочных зерен кварца. Крупные кристаллы кальцита обладают отчетливо выраженной псевдоадсорбцией.

Аллювиальные отложения свиты Алтан-Тээли описаны в Дзерженской впадине в стратотипическом разрезе у подножия хр. Бумбукту-Хайрхан, где

Химический состав (в %) глинистой фракции (<0,001 мм), выделенной из проловияльных отложений свиты Алтан-Тээли

Компоненты	Обр. 11/6	Обр. 11/9
SiO_2	46,57	46,26
TiO_2	0,85	0,91
Al_2O_3	18,50	18,91
Fe_2O_3	9,44	9,43
FeO	1,11	0,86
MnO	0,14	0,14
CaO	1,84	1,99
MgO	3,84	3,69
Na_2O	0,36	0,41
K_2O	2,40	2,59
P_2O_5	0,09	0,09
H_2O^+	8,79	7,89
H_2O^-	6,04	6,13
CO_2	0,20	0,20
Сумма	100,17	99,50

Кварц свободн. 2,18 1,72

Расчет рентгенограммы глинистой фракции ($< 0,001$ мм), выделенной из пролювиальных отложений свиты Алтан-Тээли (обр. 11/6)

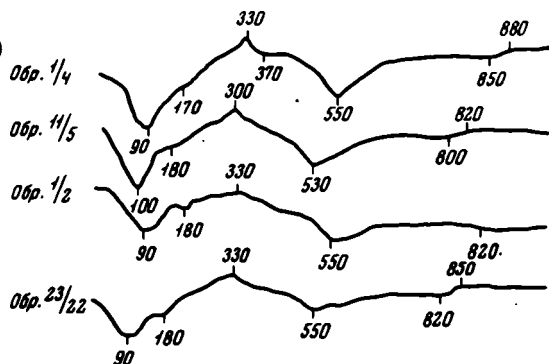
Ориентированный насыщенный глицерином		Ориентированный прокаленный при $t = 550^{\circ}\text{C}$		Ориентированный насыщенный гли- церином		Ориентированный прокаленный при $t = 550^{\circ}\text{C}$	
I	$d, \text{\AA}$	I	$d, \text{\AA}$	I	$d, \text{\AA}$	I	$d, \text{\AA}$
10	17,2	-	-	2	2,362	3	2,373
3	13,6	-	-	1	2,248	1	2,243
2	8,6	-	-	2	2,116	3	2,120
6	10,0	9	10,2	4	1,994	2	1,976
6	7,1	-	-	1	1,877	-	-
2	4,99	1	4,99	2	1,810	3	1,815
1	4,72	-	-	1	1,708	1	1,735
4	4,46	10	4,46	3	1,657	2	1,692
2	4,20	2	3,71				1,630
8	3,55	1	3,47	1	1,639	0,5	1,598
10	3,34	10	3,34	2	1,537	2	1,537
2	3,21	2	3,22	4	1,499	7	1,494
2	2,98	1	3,01	1	1,450	0,5	1,453
2	2,83	1	2,85	-	-	0,5	1,421
1	2,67	-	-	-	-	3	1,374
4	2,57	9	2,57				
2	2,457	3	2,451				

они составляют нижнюю часть свиты, и в разрезе гряды Ошин-Боро-Удзюр-Ула (рис. 62, см. также рис. 57). Аллювиальные отложения представлены галечниками, конгломератами, песками и песчаниками с редкими линзами песчанистых глин с гравием. Аллювиальные и пролювиальные отложения резко различаются по степени окатанности обломочного материала. В аллювии крупные обломки обычно хорошо окатаны и нередко имеют овальную или даже округлую форму. Накопление аллювиальной толщи связано с деятельностью горных рек, так как мы наблюдаем в ней обилие пелитовых частиц, сравнительно плохую сортировку материала и отсутствие фациальной дифференциации отложений. Отмечается

Содержание (в %) железа в пролювиальных отложениях свиты Алтан-Тээли

Порода, № обр.	$\text{Fe}_{\text{вал}}$	$\text{Fe}^{+2}_{\text{HCl}}$
Песчано-глинистый заполнитель галечно-щебнистых отложений, 1/2	4,97	0,21
То же, 1/4	3,80	0,29
Глинисто-песчаный алевроит с гравием, 1/1	3,50	0,19
То же, 1/3	5,51	0,25

рис.60. Термограммы глинистого вещества (фракция < 0,001 мм) из пролювиальных отложений свиты Алтан-Тээли



определенная тенденция к уменьшению размеров обломочного материала в направлении от борта Дзергенской впадины (разрез у подножия хр.Бумбукту-Хайрхан) к ее центральной части (разрез в гряде Ошин-Боро-Удзюр-Ула). Если в первом главенствующая роль принадлежит галечникам и конгломератам, то во втором основная часть толщи сложена разнообразными (часто грубо-зернистыми) песками и песчаниками, а галечники образуют в них прослои и линзы.

Состав галечников и песков, слагающих аллювиальные отложения Дзергенской впадины, тождествен составу пролювиальных отложений этой впадины, так как в период образования обеих толщ области питания оставались постоянными. Крупные гальки состоят из крупнозернистых серых роговообманково-биотитовых гранитов и сланцев, хотя немалую роль в составе галечников играют обломки песчаников, алевролитов и эффузивов. Обломки пород присутствуют как совершенно свежие, так и сильно ожелезненные. В составе песков и песчаных фракций галечников преобладают зерна кварца, в меньшем количестве присутствуют зерна полевых шпатов (кислых и средних плагиоклазов, ортоклаза, реже микроклина), биотит и мусковит. Крупные пластинки биотита имеют вспученные края, а мелкие - ожелезнены и расщеплены на тончайшие "ленты" (до 2-3 мкм), которые неравномерно раздвинуты и смещены одна относительно другой. Промежутки между этими "лентами" заполнены терригенными пелитовыми частицами кварца и глинистыми минералами. Большая часть тяжелой фракции представлена рудными минералами, роговой обманкой, эпидотом и пироксенами. Общее содержание тяжелых минералов во фракции 0,1-0,001 мм в среднем 10-12%, а количественное соотношение отдельных

Таблица 33

Fe^{+3} HCl	Fe^{+2} FeS_2	% реакционно- способного Fe от $Fe_{вал}$	$Fe_{обл}$	в % от реакционноспособ- ного железа		
				Fe^{+2} HCl	Fe^{+3} HCl	Fe^{+2} FeS_2
2,96	0,01	64,0	1,79	6,6	93,0	0,6
2,50	0,02	73,9	0,99	10,0	89,0	1,0
1,54	0,02	50,0	1,75	10,9	88,0	1,1
1,78	0,03	37,4	3,45	12,2	86,4	1,4

Химический состав (в %) карбонатной части галечно-щебнистых отложений свиты Алтан-Тээли

Компоненты	Обр. 23/21	Обр. 23/25
Нерастворимый остаток	66,94	72,60
R_2O_3	1,08	3,42
CaO	16,88	11,05
CO ₂	12,95	7,35
Сумма	99,85	94,42
CaCO ₃	30,13	16,71
CaO изб.	-	1,69

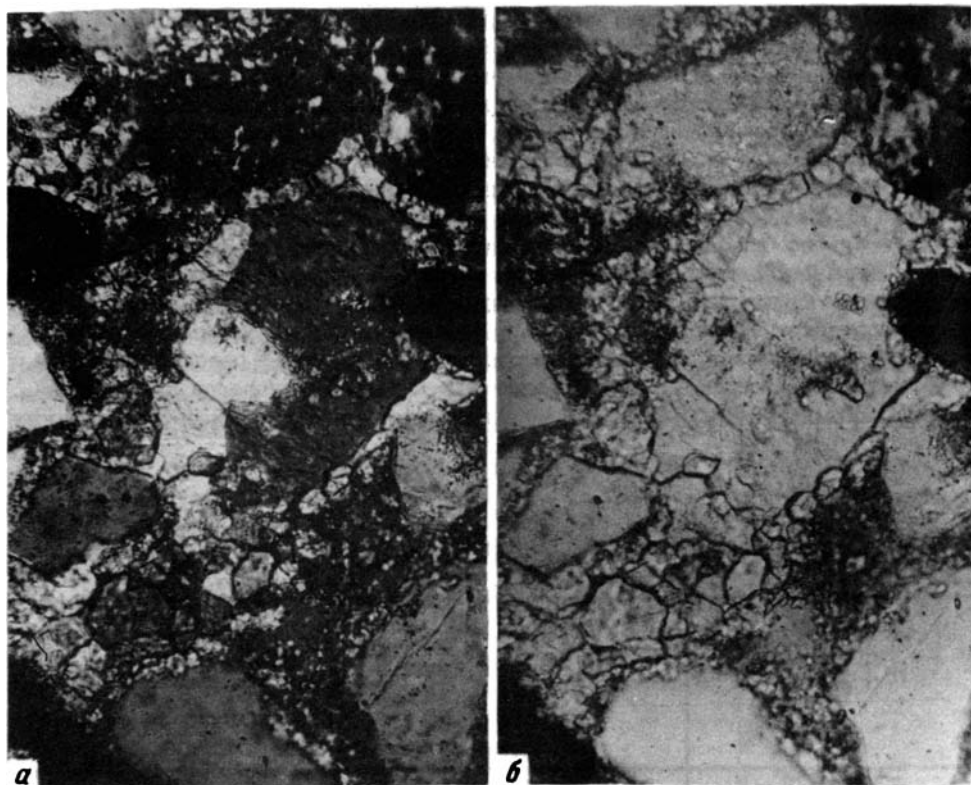


Рис. 61. Крустификационный карбонатный цемент в пролювиальных отложениях свиты Алтан-Тээли (Бэгэрская впадина). Увел. 200

а – с анализатором; б – без анализатора

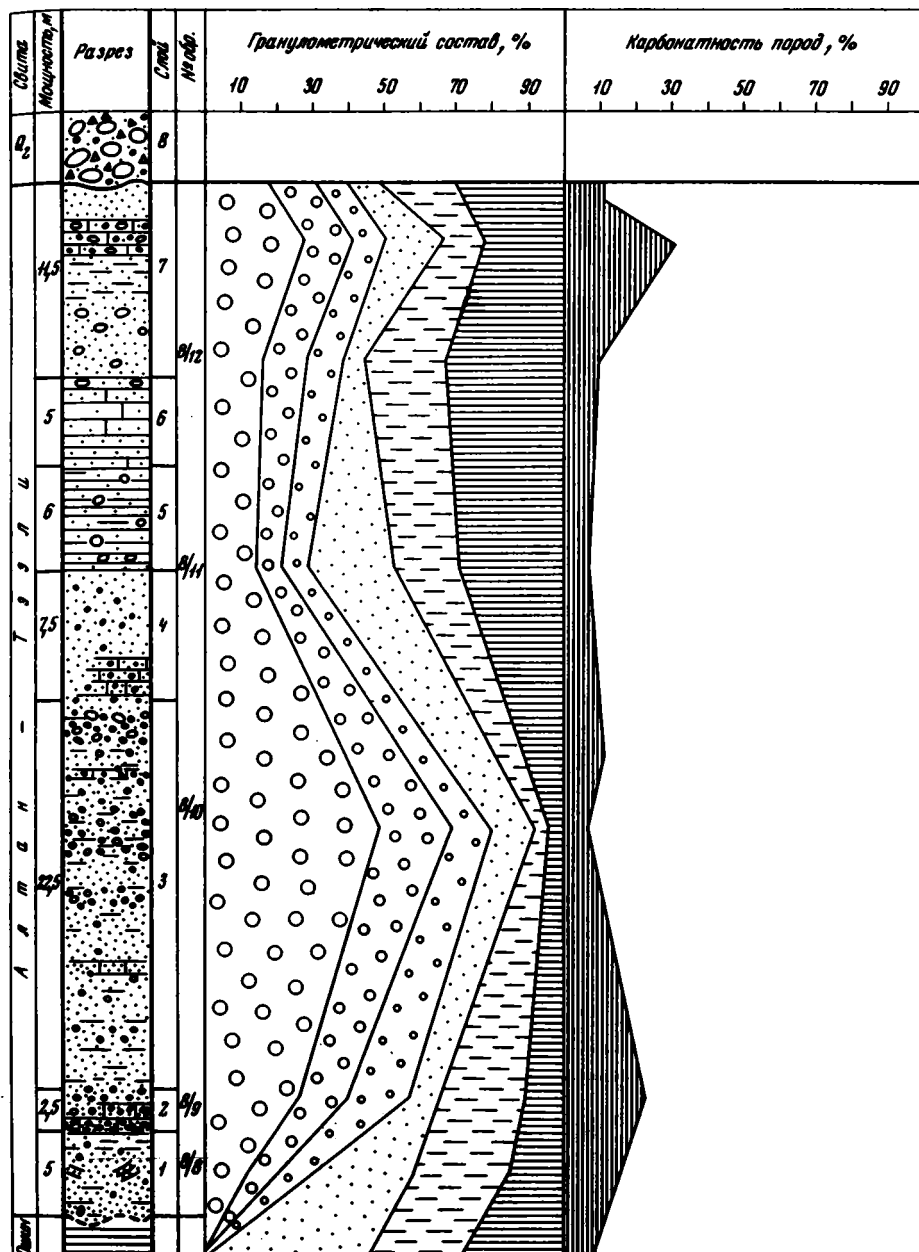


Рис.62. Гранулометрический состав и карбонатность аллювиальных отложений свиты Алтан-Тэали в разрезе гряды Ошин-Боро-Удзюр-Ула

Условные обозначения см. рис.3

минералов аналогично соотношению их в пролювиальных отложениях этой же впадины (рис. 63, см. также рис.59).

Глинистые агрегаты обладают тончешуйчатым строением, с беспорядочным расположением отдельных частиц. Изредка встречаются одинаково ориентированные глинистые чешуйки, образующие каемки вокруг обломочных зерен или выполняющие микротрещины в породах. Такие агрегаты глинистого

Порода, № обр.	Fe _{вал}	Fe ⁺² _{HCl}
Песчано-глинистый заполнитель галечников коричневатого-бурого цвета, 20/27	3,87	0,45
Песчано-глинистый заполнитель галечников серовато-бурого цвета, 20/24	4,50	0,39

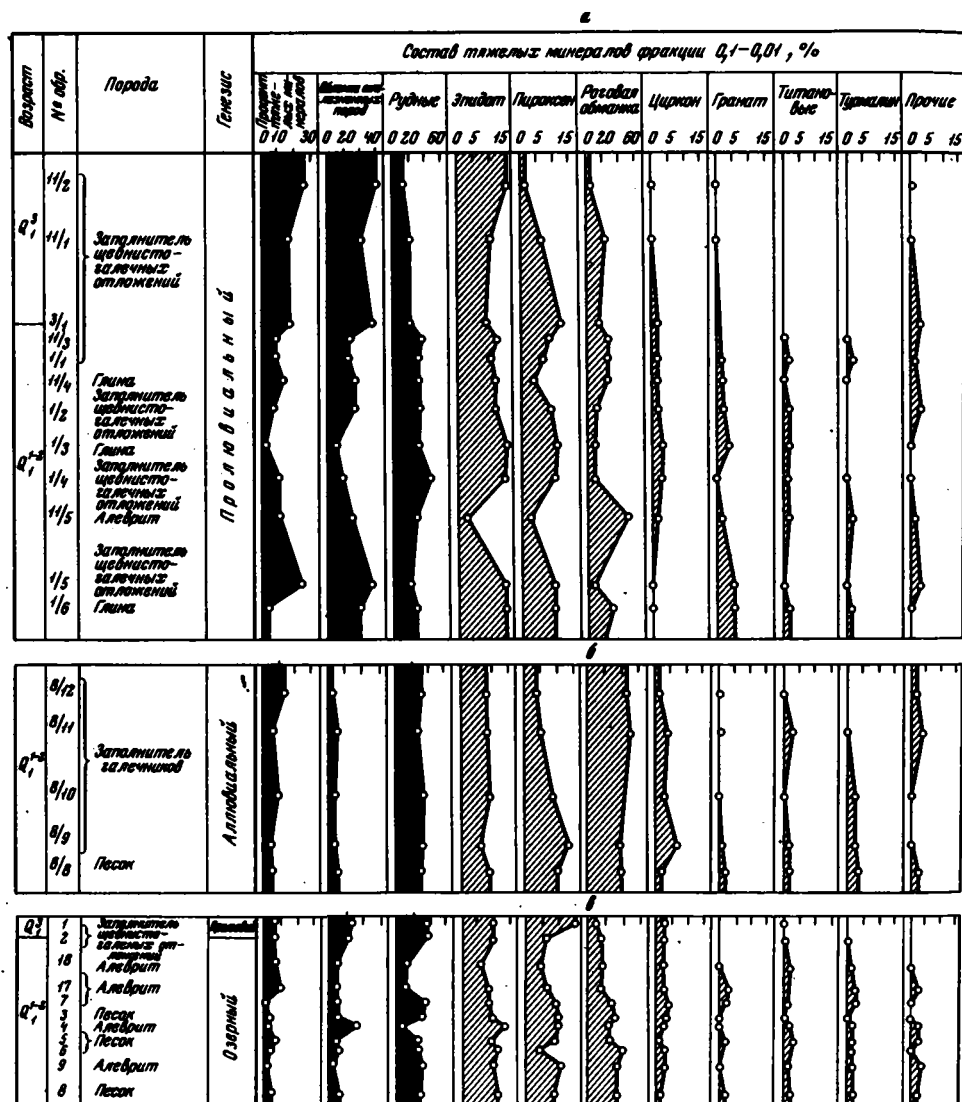
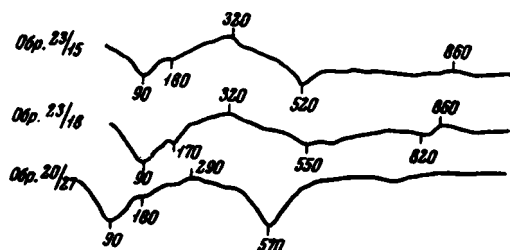


Рис.63. Состав и содержание тяжелых минералов в алевроитовой фракции эоплейстоценовых отложений разрезов Бэгэр (а), Ошин (б), Чоно-Харнах (в)

Fe^{+3} HCl	Fe^{+2} FeS_2	% железа реакционно- способного от Fe вал	Fe обл	Fe^{+2} HCl	Fe^{+3} HCl	Fe^{+2} FeS
				в % от реакционноспособ- ного железа		
2,17	0,02	68,2	1,23	17,2	82,0	0,8
1,96	0,03	52,9	2,12	16,7	82,0	1,3

Рис.64. Термограммы глинисто-го вещества (фракция < 0,001 мм) из аллювиальных отложений свиты Алтан-Тээли



вещества обнаруживают волнистое угасание. Кривые нагревания аналогичны кривым нагревания глинистого вещества из пролювиальных отложений и отвечают гидрослюдисто-монтмориллонитовому составу глинистых минералов (рис. 64).

Агрегаты глинистых минералов окрашены гидроокислами железа. Общее количество железа в породах около 4%, а основная часть его падает на долю реакционноспособного окисного железа (табл. 35).

Все породы аллювиальной толши в той или иной степени карбонатны, причем процент карбонатности их довольно резко изменяется от слоя к слою (от 2-3 до 20-25%; см. рис. 62). Карбонат представлен кальцитом (табл. 36).

Таблица 36

Химический состав (в %) карбонатной части аллювиальных отложений свиты Алтан-Тээли

Компоненты	Цемент конгломерата розово-серого цвета	Цемент конгломерата серого цвета
Нерастворимый остаток	54,90	50,96
R_2O_3	1,24	0,62
CaO	22,94	26,27
MgO	0,65	0,43
CO_2	17,80	19,60
Сумма	97,49	97,88
CaCO_3	40,99	46,94
MgO изб	0,65	0,43
CaO изб	0,29	1,33

В песчано-глинистых прослоях кальцит тонко распылен в глинистой массе. В слабокарбонатных галечниках нередко наблюдаются тонкие карбонатные пленочки вокруг обломочных зерен, состоящие из слабопрозрачного тонкозернистого кальцита. В песчаниках и конгломератах кальцит образует базальный и поровый цемент. Нужно заметить, что в разрезе аллювиальных отложений свиты Алтан-Тээли наблюдается переслаивание сцементированных прослоев с рыхлыми пачками. Возникновение кальцитового цемента в этих прослоях, по-видимому, связано с периодическими пересыханиями отдельных участков реки, во время которых в ее русле местами сохранился лишь близповерхностный подземный водоток. В эти периоды кальцит мог выпадать из раствора в самой верхней части подобных водотоков, фильтрующихся сквозь слой нагретых солнцем галечников.

Свита Хиргис-Нур

Свита Хиргис-Нур представлена озерными образованиями, развитыми в Котловине Больших Озер (рис. 65). Стратотипический разрез этой свиты расположен на северном берегу оз. Хиргис-Нур, где мощность отложений достигает 125 м. В этом разрезе свита Хиргис-Нур разделяется на две пачки (рис. 66). Нижняя состоит из чередования зеленовато-желтых алевритов и алевритистых глин и серовато-желтых разнотернистых песков с небольшими линзами гравелитов и мелких галечников. Для этой пачки характерно частое переслаивание пород, что придает ей грубую горизонтальную слоистость (рис. 67). Внутри прослоев алевритов и алевритистых глин хорошо выражена тонкая горизонтальная слоистость, наблюдаемая не только в разрезе, но и под микроскопом. Она обусловлена определенным расположением столбчатых алевритовых и пелитовых частиц. Пески и галечники почти всегда имеют косую слоистость, которая подчеркивается различным гранулометрическим составом и окраской слоев (рис. 68).

Верхняя пачка свиты Хиргис-Нур сложена мергелистыми глинами и мергелями с прослоями известняков. Породы имеют четкую горизонтальную слоистость - наблюдается переслаивание массивнослоистых плотных звенящих

серовато-белых мергелей с тонкоплитчатыми зеленовато-серыми мергелистыми глинами. И те и другие обладают тонкой горизонтальной микрослоистостью и при расколе дают острую шебенку с раковистым изломом.

Таким образом, каждая пачка свиты Хиргис-Нур имеет только ей присущие особенности. В то же время они имеют и ряд общих черт - мелкозернистость осадков, хорошая сортировка и окатанность обломочного материала, четкое переслаивание отдельных разностей пород и их тонкая горизонтальная



Рис. 65. Схема распределения различных генетических типов отложений нижнего - среднего зоплейстоцена в Котловине Больших Озер и Дзерженской впадине

1 - озерные отложения; 2 - аллювиальные отложения; 3 - пролювиальные отложения; 4 - современные выходы докайнозойского основания



Рис.67. Отчетливая горизонтальная слоистость отложений свиты Хиргис-Нур

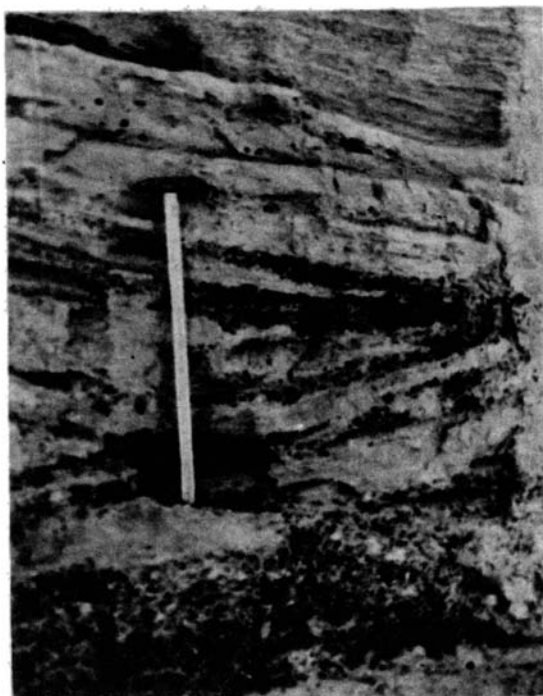


Рис.68. Косая слоистость песков и мелких галечников в отложениях свиты Хиргис-Нур

слоистость, обилие в обеих пачках раковин остракод, остатков харовых водорослей, костей рыб и раковин моллюсков, которые позволяют относить их к типичным озерным отложениям. Однако накопление этих пачек происходило в разных частях озерного водоема. Образование нижней пачки, по-видимому, связано с прибрежными и неглубокими частями озера. Об этом свидетельствуют прослой косослоистых песков, гравелитов и галечников, отложение которых происходило в подводных дельтах рек, впадающих в озеро. Вероятно, в период накопления нижней пачки свиты уровень бассейна был непостоянным и происходили периодические обмеления озера, в результате чего на поверхностях наслаения некоторых алевролитовых прослоев наблюдаются многочисленные трещины

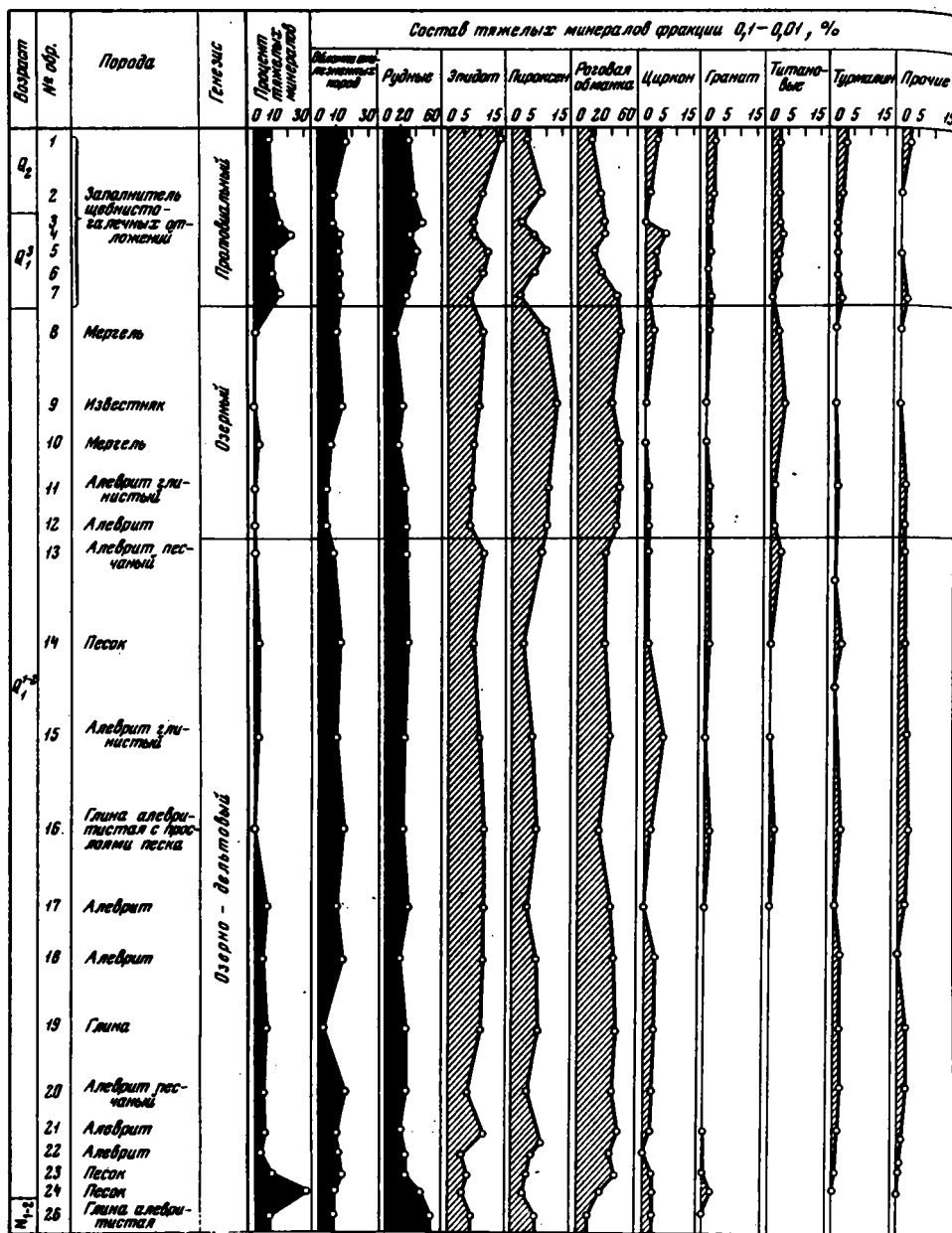


Рис. 69. Состав и содержание тяжелых минералов в алевритовой фракции эоплейстоценовых отложений в разрезе Хиргис-Нур

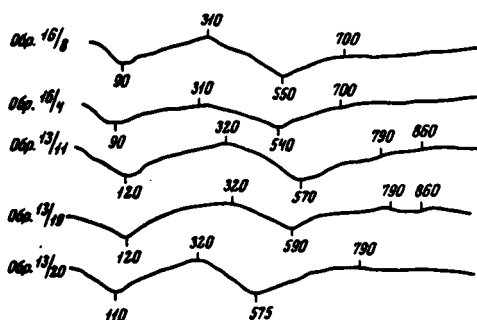


Рис. 70. Термограммы глинистого вещества (фракция < 0,001 мм) из озерных отложений свиты Хиргис-Нур

усыхания, заполненные песчаным материалом. Верхняя же пачка свиты несомненно образовалась в более глубоких частях озера, которые, как известно, являются наиболее благоприятными для накопления тонких карбонатных пород. Многочисленные наблюдения над современными озерами аридных областей показывают, что выпадение основной массы хемогенного кальцита приходится главным образом на прибрежные части водоема, хотя оно происходит и по всей водной площади его. Однако, как указывает Н.М.Страхов, "... в силу своих ничтожно малых размеров кристаллики хемогенного кальцита почти не оседают в прибрежной зоне, а выбрасываются в более центральные глубоководные части водоема, которые становятся основным местом их накопления" (Страхов, 1962, стр. 103).

В южной части Котловины Больших Озер (протока Чоно-Хариах) обнажается толща алевритов и песков, литологически сходная с нижней пачкой свиты Хиргис-Нур в стратолитическом разрезе, но по заключенным в ней остаткам фауны она отвечает верхней пачке этого разреза. Песчано-алевритовая толща, обнажающаяся на протоке Чоно-Хариах, относится к прибрежным фациям озерных отложений.

Итак, среди отложений свиты Хиргис-Нур, представленных озерными образованиями, выделяются обломочные и хемогенные породы. Состав обломочных пород полимиктовый. В галечниках и гравелитах преобладают обломки пород - хлоритовых и амфиболовых сланцев, разнообразных гранитов, эффузивов, пес-

Таблица 37

Химический состав (в %) глинистой фракции (< 0,001 мм), выделенной из озерных отложений свиты Хиргис-Нур

Компоненты	Зеленовато-серый глинистый алеврит		Глина зеленовато-серая, с бурыми пятнами
	обр. 42/8	обр. 42/4	
SiO ₂	50,78	50,68	50,07
TiO ₂	0,99	1,03	0,76
Al ₂ O ₃	19,59	20,06	19,77
Fe ₂ O ₃	5,52	5,37	9,52
FeO	2,48	3,14	0,71
MnO	0,07	0,08	0,04
CaO	1,54	1,47	0,92
MgO	3,13	3,33	2,53
Na ₂ O	1,31	1,40	0,53
K ₂ O	3,92	4,03	3,10
H ₂ O ⁺	7,01	6,06	6,61
H ₂ O ⁻	3,50	2,77	5,66
C	0,19	-	0,10
P ₂ O ₅	0,16	0,09	0,05
Сумма	100,14	99,51	100,37
Кварц, свободн.	5,25	7,45	4,85

чаников, аргиллитов и кварцитов. В песках и алевролитах доминирует кварц, в меньших количествах присутствуют полевые шпаты – олигоклаз, андезин, реже основные плагиоклазы, ортоклаз и микроклин, а также слюды, обломки хлоритовых сланцев, аргиллитов и мелкозернистых кварцитов. В тяжелой фракции этих пород наблюдается высокое содержание рудных минералов (преимущественно магнетита) и роговой обманки, присутствуют зерна эпидота, пироксенов, циркона и турмалина (рис.69). Встречены единичные зерна ставролита, апатита, дистена и сидлиманита. Этот комплекс минералов характерен для метаморфических сланцев и гранитов, имеющих широкое развитие в хребте Хан-Хухей, расположенном по соседству с изученным разрезом.

В составе пород свиты Хиргис-Нур большое значение имеют глинистые минералы. Они слагают прослои глин с алевропелитовой или пелитовой структурой, входят в состав пелитовой фракции алевролитов, а также в виде мельчайших волокон присутствуют в мергелях. Глинистые частицы обычно образуют спутанноволокнистые агрегаты, хотя в хорошо отмученных прослоях глин можно наблюдать их микрогоризонтальнослоистое расположение. Состав глинистого вещества преимущественно гидрослоистый, о чем говорят высокие показатели преломления глинистых агрегатов ($Ng' - 1,600-1,581$; $Np' - 1,580-1,561$; $Ng'-Np'=0,020$), характер кривых нагревания (примерно равноценные эндотермические эффекты при $90-120$ и $540-590^{\circ}$; рис. 70), данные электронно-микроскопического и химического анализов (высокое содержание K_2O ; табл. 37).

Количество железа в песках, алевролитах и глинах изменяется от 1,7 до 6,6%, больше половины его относится к реакционноспособному железу (табл. 38). В последнем до 98% приходится на долю окисного железа. Основная масса гидроокислов железа образует разнообразные плотные корки, нередко прослеживающиеся в виде тонких прослойков (рис.71), причудливой формы стяжения (длиной до 5-7 см), мелкие агрегаты округлых бобовин (рис.72) и неправильной формы микроскопические стяжения (рис. 73). Валовое количество железа в стяжениях достигает 25% (см. табл. 38). Кроме того,

Содержание (в %) железа и марганца в озерных отложениях свиты Хиргис-Нур

Порода, № обр.	Fe _{вал}	Fe ⁺² _{HCl}	Fe ⁺³ _{HCl}
Алеврит, 16/3	1,72	0,17	0,83
Алеврит глинистый, 16/4	3,97	0,11	2,63
Алеврит, 16/5	4,27	0,11	2,96
Песок, 16/6	3,71	0,45	2,56
Алеврит глинистый, 16/7	3,03	0,34	1,56
Алеврит песчанистый, 16/8	3,93	0,39	2,51
Глина, 13/12	4,83	0,84	1,95
Песок грубозернистый, 13/14	2,09	0,39	1,00
Алеврит глинистый, 16/9	3,90	0,39	2,50
То же, 13/16	5,04	0,45	2,90
Песок мелкозернистый, 13/17	1,69	-	0,89
Алеврит песчанистый, 13/24	6,16	0,06	3,12
Глина, 13/19	6,61	0,28	3,29
Песок, 13/21	6,06	0,06	3,12
Алеврит, 13/22	2,97	0,34	1,33
Железистая корка, 16	24,92	0,11	22,45

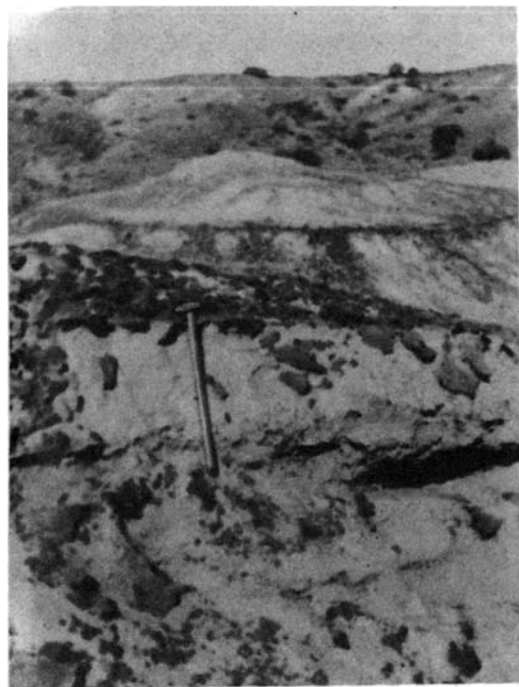


Рис.71. Железистые корочки в озерных отложениях свиты Хиргис-Нур

Рис.72. Агрегаты мелких железистых бобовин из озерных отложений свиты Хиргис-Нур. Увел. 15

Таблица 38

Fe ⁺² FeS ₂	% реакцион- неспособного железа от Fe вал	Fe _{обл}	Mn	Fe ⁺² HCl	Fe ⁺³ HCl	Fe ⁺² FeS ₂
				в % от реакционноспособ- ного железа		
0,05	61,1	0,67	0,02	16,2	79,0	4,8
0,06	70,8	1,17	0,33	4,0	94,0	2,0
0,03	73,0	1,17	0,30	3,5	95,5	1,0
0,03	82,0	0,67	0,04	14,8	84,2	1,0
0,02	63,4	1,11	0,04	17,7	81,3	1,0
0,02	75,0	1,01	0,04	13,4	86,3	0,3
0,08	59,0	1,96	0,04	28,0	68,7	3,3
0,03	68,0	0,67	0,07	28,4	71,0	0,6
0,02	75,0	0,99	0,04	13,4	85,9	0,7
0,01	66,9	1,68	0,04	13,3	86,0	0,7
0,02	54,0	0,78	0,20	-	98,0	2,0
0,02	52,0	2,96	0,05	2,0	97,0	1,0
0,02	53,5	3,08	0,14	7,8	91,6	0,6
0,02	52,9	2,86	0,03	2,0	97,5	0,5
0,07	58,6	1,23	0,08	19,4	80,0	0,6
0,07	90,8	1,29	0,07	0,5	99,3	0,2

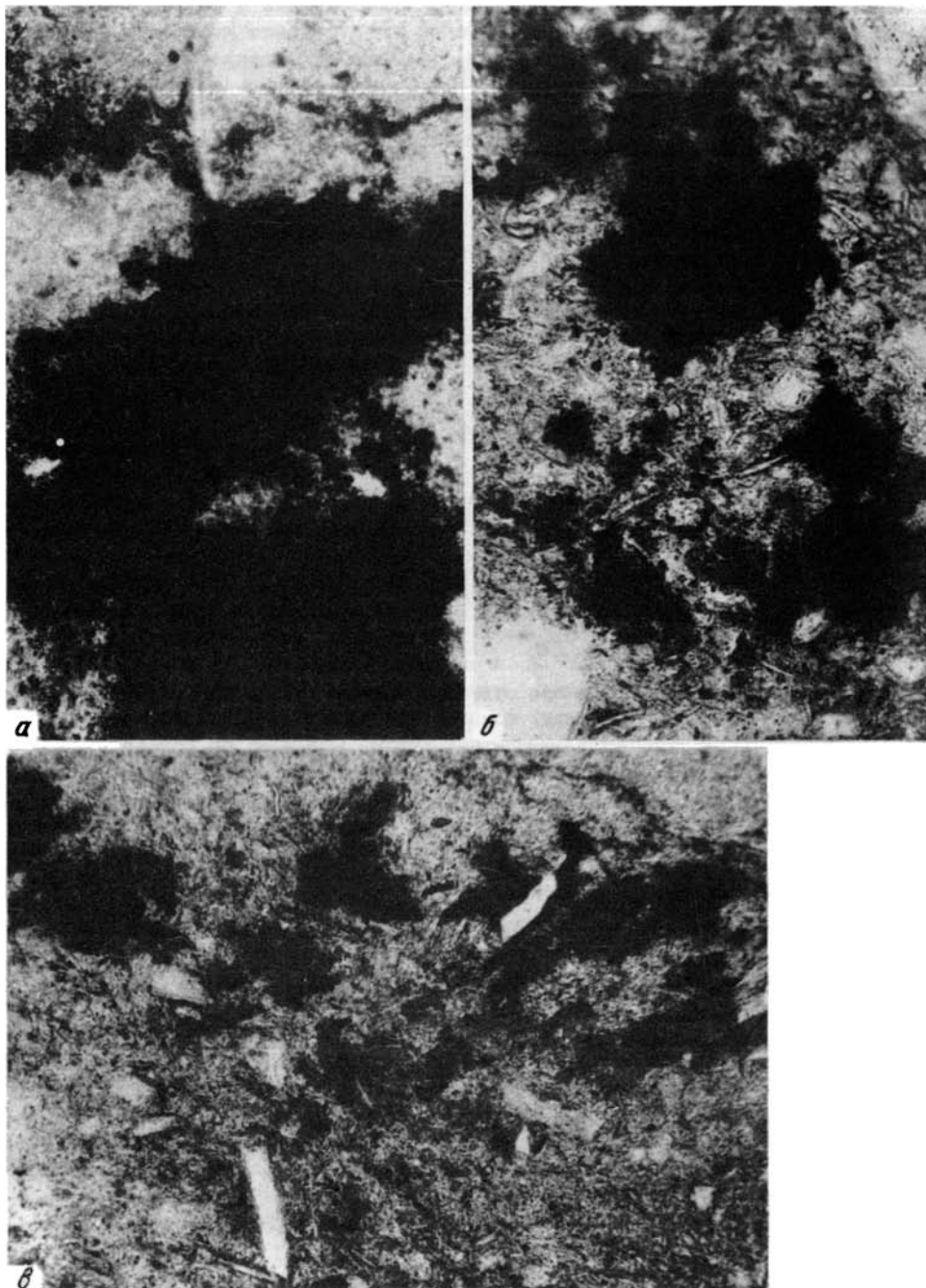


Рис. 73. Железо-марганцевистые стяжения в глинистых алеуритах озерных отложений свиты Хиргис-Нур из Котловины Больших Озер. Увел. 200, без анализатора

а, б – разрез Хиргис-Нур; в – разрез Чоно-Хариах

гидроокислы железа рассеяны в глинистой массе пород и окрашивают их в желтоватые тона. Обилие всевозможных железистых стяжений в озерных отложениях свиты Хиргис-Нур позволяет говорить о довольно сильном перераспределении железа в процессе диагенеза. С гидроокислами железа всегда ассоциируют окислы марганца, содержание которого иногда достигает десятых долей процента (см. табл. 38).

Пески, алевроиты и глины, слагающие свиту Хиргис-Нур, слабокарбонатны (в среднем 2-4%). В отдельных прослоях карбонатность увеличивается до 11% (см. рис. 66), что связано с присутствием в них биогенного кальцита - створок остракод, обломков раковин гастропод и унионид. Хемогенный же кальцит в глинах и алевроитах образует рассеянную точечную вкрапленность или разнообразной формы мелкие (до 5 см) конкреции. В песках кальцит местами цементирует обломочные зерна. Цемент порового типа, среднезернистый. Иногда кальцит корродирует обломочные зерна кварца.

Таблица 39

Химический состав (в %) карбонатной части озерных отложений свиты Хиргис-Нур

Компоненты	Обр. 13/8	Обр. 13/10	Обр. 13/10а
Нерастворимый остаток	33,84	59,92	27,40
R_2O_3	1,06	0,54	0,92
CaO	33,21	16,60	36,83
MgO	0,65	2,50	0,89
CO ₂	26,45	14,35	29,65
Сумма	95,21	90,91	95,69
CaCO ₃	59,35	29,66	65,82
MgCO ₃	0,59	2,49	1,26
MgO изб	0,37	1,31	0,29

Хемогенные породы свиты Хиргис-Нур, представленные глинистыми мергелями и известняками, состоят преимущественно из тонкокристаллического кальцита (табл. 39). Мельчайшие кристаллики кальцита часто настолько малы, что плохо действуют на поляризованный свет. В то же время в породах нередко встречаются микропоры, выполненные крупными кристаллами прозрачного кальцита. В качестве примеси присутствуют тонкие чешуйки гидростлюды, зерна кварца, полевых шпатов, пластинки биотита, створки остракод и кости рыб. В глинистых мергелях и известняках нередко встречаются мелкие одиночные кубки пирита (1-2 см), неравномерно рассеянные в породе. Обычно кристаллы пирита покрыты пленкой или даже целиком замещены гидроокислами железа, которые образуют псевдоморфозы по пириту. Подобные псевдоморфозы отмечаются в образцах, взятых с поверхности обнажений, а на свежих сколах породы пирит окислен слабо. Гидроокислы железа, образующиеся при окислении пирита, окрашивают окружающие участки породы в рыжие тона. К этим же участкам, как правило, приурочены мелкие кристаллы гипса, который образовался при разложении пирита. Кристаллики гипса слагают своеобразные розетковидные скопления величиной до 1,5 см.

Отложения свиты Гошу обнажаются в прибортовых частях всех трех впадин (рис. 74, см. также рис. 57, 58, 66). Они представлены монотонной буровато-серой, нечеткогоризонтальнослоистой галечно-щебнистой толщей, содержащей маломощные линзы глинистых песков и песчанистых глин, переполненных щебнем. По строению эта толща относится к пролювиальным образованиям. Они отличаются от подстилающих пролювиальных отложений свиты Алтан-Тээли несколько более грубым составом (средние размеры обломков 10–15 см), меньшим количеством заполняющего глинистого материала и окраской пород (преобладают буровато-серые тона). Наряду с широким развитием пролювиальных образований, накапливавшихся в узких межгорных впадинах и в прибортовых частях котловины Больших Озер, в последней в верхнем эоплейстоцене, вероятно, существовали и озерные водоемы. Об этом свидетельствует наличие линз плохо отсортированных, сильнокарбонатных песчанистых глин в разрезе пролювиальных отложений, обнажающихся по северному берегу оз. Хиргис-Нур, в которых присутствуют обломки раковин гастропод, створки остракод и кости рыб.

Мощность отложений свиты Гошу в разных разрезах непостоянна, она изменяется от нескольких метров в котловине Больших Озер до 100 м в Бэргэрской и Дзэргенской впадинах.

Галечно-щебнистые отложения имеют полимиктовый состав. Основная роль принадлежит обломкам разнообразных пород, состав которых изменяется от разреза к разрезу. Так, по южному борту Бэргэрской впадины в отложениях свиты Гошу среди обломков пород преобладают слюдястые и хлоритовые сланцы и эффузивы; в Дзэргенской – граниты и кварц-амфиболовые сланцы. В котловине Больших Озер в разрезе Чоно-Харнах это преимущественно тонкие пестроцветные алевриты и аргиллиты, а в разрезе Хиргис-Нур – граниты, песчаники и сланцы. Среди крупных обломков наряду с неокатанным остроугольным щебнем присутствуют и гальки, правда неправильной формы, но со сглаженными углами. Многие обломки пород окрашены гидроокислами железа в ярко-коричневые цвета. В песчаных и алевритовых фракциях преобладают обломки тонкозернистых пород, кварц, полевые шпаты (олигоклаз, андезин, микроклин) и слюды. Основными компонентами тяжелой части алевритовой фракции являются рудные минералы, роговая обманка и эпидот (см. рис. 59, 63, 69). Глинистые минералы, принимающие участие в составе заполнителя галечно-щебнистых отложений и слагающие существенную часть прослоев и линз песчанистых глин, состоят из беспорядочно расположенных тонкоцелу-

Содержание (в %) железа в пролювиальных отложениях свиты Гошу

Порода, № обр.		Fe _{вал}	Fe ⁺² _{HCl}	Fe ⁺³ _{HCl}
Песчано-глинистый заполнитель щебнисто-галечных отложений,	11/2	5,37	0,78	1,96
То же,	11/1	4,82	0,84	1,95
"	16/2	3,60	0,56	1,95
"	23/29	5,61	0,50	2,13
"	13/5	4,77	0,50	1,90
Глина песчано-алевритовая,	20/33	5,39	0,56	2,12

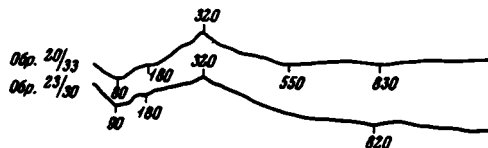


Рис.75. Термограммы глинистого вещества (фракция $< 0,001$ мм) из пролювиальных отложений свиты Гошу

Рис.74. Схема распределения различных генетических типов отложений верхнего эоплейстоцена в котловине Больших Озер и Дзержинской впадине

1 – пролювиальные отложения; 2 – озерные отложения; 3 – современные выходы до-кайнозойского основания

чатых агрегатов (Ng' – 1,575–1,578; Np' – 1,556–1,558; Ng' – Np' = 0,019–0,020). Изредка наблюдаются ориентированные каемки глинистого вещества вокруг обломочных зерен. Кривые нагревания глинистой фракции обнаруживают четкие эндотермические эффекты при 80–90 и 180°, а также слабые пики при 550 и 820°, что характерно для монтмориллонит-гидрослюдистого глинистого вещества. Кроме того, на термограммах ясно выражен экзотермический эффект при 320°, вероятно, обусловленный разложением органического вещества (рис.75). На электронных микрофотографиях глинистой фракции отмечается присутствие некоторого количества магнезиальных силикатов.

Количество железа (табл.40) и распределение его в породах (тонко рассеяно в глинистой массе, реже наблюдаются микроскопические стяжения) аналогичны таковым в пролювиальных образованиях свиты Алтан-Тээли. Одна-

Таблица 40

Fe^{+2} FeS_2	% реакционно- способного от Fe вал	$Fe_{обл}$	в % от реакционноспособного железа		
			Fe^{+2} HCl	Fe^{+3} HCl	Fe^{+2} FeS_2
0,01	51,0	2,62	28,4	71,0	0,6
0,02	58,5	2,01	30,0	69,4	0,6
0,03	70,1	1,06	20,0	76,7	0,3
0,03	47,2	2,90	18,8	80,4	0,8
0,02	50,7	2,35	20,7	78,5	0,8
0,03	50,2	2,68	20,6	78,2	1,2

Таблица 41

Химический состав (в %) карбонатной части пролювиальных отложений свиты Гошу

Компоненты	Обр. 13/7	Обр. 13/4
Нерастворимый остаток	36,86	44,48
R_2O_3	0,82	3,58
CaO	32,00	28,05
MgO	0,43	0,81
CO_2	25,65	22,55
Сумма	98,76	99,47
$CaCO_3$	57,18	50,07
$MgCO_3$	0,90	1,02
MgO изб.	-	0,32

сложены разнообразными обломочными породами, и лишь незначительная часть их падает на долю хомогенных образований. В то же время накопление их происходило в различных фациальных обстановках, что наложило определенный отпечаток на характер пород. В результате в современных разрезах мы наблюдаем либо мощные аллювиальные толщи, выполняющие древние долины горных рек, либо пролювиальные образования, слагающие огромные предгорные шлейфы по периферии межгорных впадин, либо озерные отложения, развитые в их центральных частях. Для первой группы осадков характерна хорошая окатанность крупных обломков и довольно плохая сортировка терригенного материала, для второй – присутствие в грубом материале значительных количеств остроугольного щебня и почти полное отсутствие сортировки пород. В третьей группе осадков, наоборот, наблюдается четкая дифференциация терригенного материала по гранулометрическому составу.

Изложенные выше особенности строения и вещественного состава эоплейстоценовых отложений позволяют выделить целый ряд общих черт, характеризующих условия осадконакопления этих отложений, а также наметить некоторые различия в условиях их формирования, связанные с вариациями палеогеографических обстановок в разных впадинах. Этому посвящен следующий раздел работы.

ко пролювиальные отложения свиты Гошу отличаются большим содержанием закисного железа (Fe^{+2} HCl 19–30%), что свидетельствует о большей интенсивности процессов редукции железа.

В заполнителе галечно-щебнистых отложений всегда присутствуют карбонаты (см. рис. 57, 58, 66), представленные преимущественно кальцитом (табл. 41). Кальцит образует рассеянную пелитоморфную примесь в глинистой массе или цементирует породу в конгломерато-брекчии. Строение цемента аналогично строению его в пролювиальных отложениях свиты Алтан-Тээли (см. стр. 125).

Итак, изученные толщи во всех впадинах в подавляющем большинстве случаев

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ИЗУЧЕННЫХ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИНАХ

ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ЕГО ИЗМЕНЕНИЕ ВО ВРЕМЕНИ

Эоплейстоценовые отложения, развитые в межгорных впадинах Центральной Азии, имеют ряд общих черт, позволяющих рассматривать их как единый стратиграфический комплекс пород, формирование которого происходило в сходных структурно-геоморфологических условиях, а особенности вещественного состава этих отложений в сочетании с палеонтологическими и палинологическими материалами свидетельствуют и о близости климатических условий в течение всего эоплейстоцена. Эоплейстоценовая эпоха знаменует собой время интенсивных тектонических движений, приведших к созданию основных форм современного рельефа исследованного региона, а эоплейстоценовый комплекс осадков по своему характеру приближается к образованиям горных моласс, обладающих резкой фациальной изменчивостью, обусловленной структурным положением областей седиментации. В то же время, несмотря на большое однообразие отложений эоплейстоцена, на основании особенностей фациального строения и вещественного состава, а также по органическим остаткам их удается подразделить на разновозрастные горизонты, хорошо коррелируемые во всех впадинах.

Среди эоплейстоценовых отложений наиболее распространены пролювиальные, развитые в приобортовых частях впадин, и озерные, слагающие центральные части последних. Значительно меньше развиты аллювиальные отложения, приуроченные к эрозионным долинам и представленные образованиями горных рек, в которых преобладают русловые фации. Нужно сказать, что озерные отложения центральных частей впадин обычно не доступны для изучения; исключение составляют лишь сравнительно хорошо разбуренные отложения Зайсанской впадины. Поэтому описанные выше озерные образования относятся преимущественно к прибрежным фациям. Для характеристики распределения отложений различных генетических типов в пределах каждой впадины приведены палеогеографические схемы (см. рис. 18, 29, 37, 50, 65, 74). Палеогеографические схемы дают общее представление о пространственном размещении различных генетических типов отложений в течение эоплейстоцена. Изучение текстурных особенностей этих отложений показало, что образования одинаковых генетических типов разного возраста в пределах одной впадины и одного возраста в разных впадинах имеют некоторые специфические особенности, вероятно, отражающие местные палеогеографические условия.

Так, например, все озерные отложения обладают рядом общих признаков, позволяющих говорить о формировании их в довольно крупных водоемах. К таким признакам относятся хорошая сортировка терригенного материала, в связи с чем в разрезе наблюдается четкая дифференциация пород по гранулометрическому составу, горизонтальная макро- и микрослоистость пород, выдержанность отдельных слоев по простираанию и присутствие в них остатков озерных организмов. Вместе с тем озерные отложения каждой свиты имеют и свои особенности, по-видимому, обусловленные физико-химической обстановкой

озерных водоемов. Так, в Зайсанской впадине озерные отложения вторушкинской свиты (нижний—средний эоплейстоцен) представлены коричневато-бурыми песчанистыми и алевроитистыми глинами с прослоями мергелей, песков и галечников. Вся толща богата хемогенным кальцитом, который образует тонкораспыленную вкрапленность или неправильной формы стяжения в глинистой массе, а также прослои мергелей, обычно приуроченные к центральным частям котловины. Присутствие значительного количества пелитоморфного хемогенного кальцита в породах свидетельствует о довольно теплых водах существовавшего в то время озерного бассейна, а бурая окраска пород, вероятно, говорит о сравнительно мелководном характере — формирование осадков происходило в условиях хорошей аэрации. Озерные отложения вторушкинской свиты практически не содержат органических остатков. Нами были найдены лишь единичные остатки скелетов пресноводных рыб, створок остракод и оогоний харовых водорослей.

Вторушкинской свите Зайсанской впадины по возрасту соответствуют отложения кызылгирской и бекенской свит Чуйской впадины. Озерные отложения кызылгирской свиты, вскрытые долинами современных рек, в прибортовых частях впадины представлены мелкообломочными конгломератами, гравелитами, песками, алевроитами и известняками. В центральной части впадины, по данным бурения, к кызылгирской свите отнесены мелкозернистые пески и алевроиты с прослоями известковистых глин. Характерной чертой этих отложений является их значительная карбонатность. Хемогенный кальцит образует прослои тонкозернистых и оолитовых известняков, цемент конгломератов и гравелитов. Кызылгирские отложения богаты и органомогенным кальцитом. Так, для окраинных частей нижнеплейстоценового озерного бассейна типичны горизонты строматолитовых колоний, которые, согласно В.П.Маслову (1960), развиваются в прибрежных частях достаточно теплого озерного бассейна (на глубинах до 20 м) при незначительном привносе обломочного материала. Богат и разнообразен комплекс малакофауны кызылгирской свиты (Девяткин, 1965). Он представлен эндемичными формами восточноазиатского типа (*Sinataia*, *Baicalia*) и многочисленными моллюсками левантинского комплекса (*Unio stolizkai*, *Unio protractus*, *U. mugodjaricus*). Кроме того, по всему разрезу отмечается богатая фауна остракод и пресноводных рыб. Обилие и многообразие приведенных ископаемых форм (см. рис. 3) свидетельствует о том, что бассейн кызылгирского времени был теплым и пресноводным. В озерных отложениях этой свиты Е.В.Девяткиным (1963) были найдены остатки лопатки и зуба *Hipparion* sp. (cf. *Probostidipparion*, определение Э.А.Вангенгейм), а спорово-пыльцевые спектры, по данным О.В.Матвеевой (Девяткин, 1965), содержат преимущественно пыльцу хвойных деревьев (*Picea*, *Pinus*, *Tsuga*, *Abies*), при сохранении единичных представителей широколиственных пород. Это позволяет предположить, что уже в то время существовала достаточно четко выраженная вертикальная климатическая зональность, когда вершины и склоны гор были покрыты лесами, а в предгорьях преобладали открытые степные пространства, необходимые для обитания гиппарионов.

Озерные отложения бекенской свиты представлены желтовато-серыми конгломератами, гравелитами, песками, алевроитами и глинами. По сравнению с кызылгирской свитой они занимают меньшие площади во впадине вследствие заполнения ее терригенным материалом, принесенным с продолжавших воздыматься горных хребтов. В озерных отложениях этой свиты заметно падает карбонатность пород. Основная масса карбоната представлена кальцитом, который образует цемент в грубообломочных породах, тонко распылен в глинистых прослоях и иногда в песках и алевроитах встречается в виде округлых оолитов, с четкими концентриками вокруг мелких обломочных частиц. Отличительной особенностью озерных отложений бекенской свиты является присутствие в некоторых разрезах вдоль северного борта впадины прослоев (до 1 см) гипса. Осаждение гипса связано со значительным увеличением минерализации вод. Однако присутствие гипса только в единичных разрезах у подножия Ку-

райского хребта позволяет предположить, что его осаждение зависит не от общего засоления бассейна, а от увеличения минерализации вод отдельных полуизолированных участков озера. При этом увеличению концентрации сульфатных ионов, по-видимому, способствовало как испарение вод этих участков, так и привнос местных вод, обогащенных сульфатными ионами. О возможности существования таких вод свидетельствует наличие зон гидротермально измененных коренных пород, в которых нередко проявляется интенсивная пиритизация. Озерные отложения бекенской свиты содержат многочисленные раковины пресноводных моллюсков (*Pisidium* sp., *Planorbis* sp., *Gyraulus* sp., *Valvata* sp.); имеющих угнетенный облик, створки остракод (*Ilyocypris* sp., *Cyprinotus* sp., *Eucypris* sp., *Advenocypris* sp. и др.), остатки харовых водорослей и кости рыб (*Lucyperca* sp., *Leuciscus* sp. и др.). В спорово-пыльцевых спектрах наблюдается значительное преобладание пыльцы хвойных деревьев, главным образом *Pinus*, меньше пыльцы *Picea* и *Tsuga*. Пыльца широколиственных пород *Corylus*, *Carpinus*, *Ulmus* и других встречается в единичных зернах (Десяткин и др., 1965). Среди травянистых растений, по данным О.В. Матвеевой, присутствуют представители ксерофитных форм. Наличие в осадках, с одной стороны, пыльцы хвойных растений, с другой – ксерофитных травянистых форм позволяет говорить о вертикальной зональности – развитии таежной растительности в горах и степной и полупустынной – в котловине.

Во впадинах Западной Монголии озерные отложения этого времени (свита Хиргис-Нур) представлены серовато-желтыми галечниками, песками, алевроитами, глинами и зеленовато-белыми мергелями и известняками. Формирование этих отложений происходило в крупном озерном водоеме, в прибрежных частях которого накапливались хорошо промытые и окатанные пески и галечники со сложной косою слоистостью, содержащие прослои горизонтальнослоистых алевроитов и глин. Прибрежные отложения слабокарбонатны. Хомогенный карбонат представлен кальцитом, который образует конкреции, цементирует пески и алевроиты или тонко распылен в глинистой массе. Карбонатные породы (мергели и известняки) свиты Хиргис-Нур, вероятно, накапливались в более глубоких участках озера, куда почти не поступал крупный обломочный материал и где создавались благоприятные условия для образования аутигенного пирита, который встречается в толще в виде редких рассеянных хорошо ограненных кристаллов. Уровень озерного бассейна во время формирования свиты Хиргис-Нур был непостоянным, периодические обмеления его нашли свое отражение в образовании на поверхностях напластования различных горизонтов алевроитов полигональной системы трещин усыхания, заполненных веществом вышележащего слоя. С периодами усыхания бассейна было связано образование мало-мощных корок, состоящих из гидроокислов железа, цементирующих алевроиты; во время обмеления на обнажившейся поверхности осадка происходило окисление железистых растворов, поступавших сюда благодаря испарению из нижних частей алевроитовой пачки.

Некоторые прослои озерных отложений этой свиты буквально переполнены крупными толстостенными пресноводными моллюсками, близкими к кызылгирской фауне Горного Алтая, створками многочисленных остракод и костями разнообразных пресноводных рыб. Ихтиофауна хиргис-нурского времени, по данным В.Д. Лебедева и Е.К. Сычевской, резко отличается от современной ихтиофауны внутренних частей Азии разнообразием видового состава и очень близка к ихтиофауне, известной из неогена Зайсана, Алтая и Тувы. Многообразие озерных форм ископаемых организмов бесспорно говорит о благоприятных условиях обитания, а состав их позволяет считать, что воды озерного бассейна были пресными и достаточно теплыми.

В песках и галечниках свиты Хиргис-Нур обнаружены остатки фауны млекопитающих и птиц. Среди крупных млекопитающих найдены многочисленные гиппарионы (*Hipparion houfenense* Teil. et J., *Proboscideipparion*, *Hipparion* sp.), саблезубый тигр (*Machairodus* sp.), газели (*Gazella* cf. *gutturosa*), олени (*Procervulus* sp., *Metacervulus* sp., хищники (Canidae, Hyacnidae, Felidae)

и носороги. Разнообразны и представители мелких млекопитающих (см. стр. 68). Ископаемая авиафауна представлена в основном водными и околотовными формами. Спорово-пыльцевой анализ отложений свиты Хиргис-Нур (Девяткин, Шилова, 1970) показал господство пыльцы травянистых растений, среди которых преобладают полынь и маревые. Полынь представлена пустынно-степными, лесостепными и степными видами. Из древесных отмечены разнообразные виды берез, в меньших количествах встречается пыльца ольхи, сосны и ели, единично – дуба и вяза.

Приведенные данные по составу ископаемой фауны и растительности помогают представить себе существовавшие в то время ландшафты – во впадине по берегам озерного водоема господствовали полупустыни и степи, по склонам гор и по долинам рек, вероятно, встречались небольшие лесные массивы. В животном мире господствующее значение имела фауна открытых пространств.

Сравнение озерных отложений нижнего – среднего эоплейстоцена Котловин Больших Озер, Зайсанской и Чуйской впадин показало, что эти отложения имеют ряд отличительных особенностей (количество и формы выделения карбонатов, цвет пород, наличие или отсутствие аутигенного пирита и гипса, количество захороненных ископаемых организмов), которые, вероятно, определяются местными условиями – размерами впадин и озерных водоемов, их глубиной, характером окружающих горных хребтов и т.д. Но наряду с этим озерные отложения изученных впадин обладают и рядом общих признаков, позволяющих говорить, что формирование всех этих отложений происходило в достаточно теплых, пресноводных или очень слабо минерализованных бассейнах.

Озерные отложения верхнего эоплейстоцена развиты только в крупных впадинах – Зайсанской и Котловине Больших Озер. Они значительно хуже обнажены и поэтому еще слабо изучены. В связи с этим изменение характера осадков снизу вверх по разрезу лучше проследить по проловиальным отложениям различных свит. Проловиальные отложения развиты во всех впадинах как в нижнем – среднем, так и в верхнем эоплейстоцене. Они слагают огромные конусы выноса и мощные предгорные шлейфы у подножий хребтов, оконтуривающих впадины. Широкое развитие проловиальных отложений свидетельствует о достаточно сухих климатических условиях, ибо "...если бы климат был более влажным, тот же материал был бы переотложен потоком в форме аллювия далеко за пределами предгорий" (Шанцер, 1966, стр. 197).

Проловиальные отложения вторушкинской свиты представлены плохо отсортированными, неслоистыми, бурыми, карбонатными песчано-алевритистыми глинами с включенными в них редкими обломками разнообразных пород. Эти глины содержат прослои и линзы грубообломочных щебнисто-галечных отложений с песчано-глинистым заполнителем. В грубообломочных прослоях достаточно четко выражена горизонтальная, а в некоторых случаях и косая слоистость. Формирование глинистых пачек, вероятно, связано с выносами селевых потоков, которые возникали в периоды редких ливневых дождей, смывавших со склонов подготовленный выветриванием материал. Накопление грубообломочных пачек обусловлено более постоянными потоками. Вероятно, с одним из селевых потоков связано образование во вторушкинской свите крупного местонахождения остатков ископаемой фауны на р.Калмаклай. По данным В.И.Жегалло, образование этого местонахождения произошло в результате массовой одновременной гибели животных. Отсюда известны гиппарионы, разнообразные носороги, олени, газели, хищники и птицы. Состав захороненных животных показывает, что господствующее значение в Зайсанской впадине имели открытые степные и полупустынные ландшафты, а в хребтах, окружающих ее, где выпадало большое количество атмосферных осадков, вероятно, существовали отдельные небольшие лесные массивы.

Аналогичное строение имеют проловиальные отложения нижнего – среднего эоплейстоцена Чуйской впадины и внутригорных впадин Западной Монголии. И здесь в составе проловиальных толщ большая роль принадлежит селевым образованиям. Однако формирование селевых отложений, вероятно, происходило

не столько грязевыми, сколько грязекаменными потоками. Изменение характера селевых потоков, возможно, обусловлено как более крутыми склонами окружающих впадины хребтов, так и меньшими размерами самих впадин. В проловии нижнего – среднего эоплейстоцена Монголии (свита Алтан-Тээли) в Бэгэрской и Дзергенской впадинах найдены фаунистические остатки, близкие по составу к остаткам, захороненным во вторушкинской свите Зайсанской впадины. Это разнообразные носороги (*Chilotherium* sp., *Sinootherium* sp.), гиппарионы (*Hipparion platyodus* Sefve, H. cf. *parvum*, H. sp.), олени, газели, хищники, позволяющие предположить существование климатических и ландшафтных условий, сходных с условиями в Зайсанской впадине. В то же время обнаруженные в Дзергенской впадине остатки жирафы – *Samotherium mongoliense* Godina (Година, 1959) – свидетельствуют о развитии во впадине степных ландшафтов с отдельными группами деревьев (ландшафт типа парковой саванны). Иной облик имеют проловиальные отложения верхнего эоплейстоцена.

Так, проловий солоновской свиты отличается от проловия вторушкинской свиты гораздо более грубым составом – основная масса его сложена щебнисто-галечными отложениями, а песчанистые глины образуют редкие мало-мощные линзы. Кроме того, в проловии солоновской свиты присутствуют линзы хорошо окатанных и отсортированных галечников и песков, которые, вероятно, соответствуют русловым фациям потоков. Наряду с возрастанием роли грубообломочных отложений увеличиваются размеры отдельных обломков. Вместе с тем в заполнителе щебнисто-галечных отложений уменьшается количество глинистых частиц и несколько изменяется окраска проловиальных толщ – они становятся буровато-серыми. Указанные особенности строения проловиальных отложений солоновской свиты, очевидно, связаны с некоторым увеличением влажности климата позднего эоплейстоцена, благодаря которому формирование проловиальных толщ осуществлялось не селями, а временными потоками с более постоянным гидрологическим режимом.

Такое же строение имеют проловиальные толщи верхнего эоплейстоцена во впадинах Западной Монголии и Горного Алтая. К сожалению, в них еще не найдены фаунистические остатки, а имеющиеся палинологические данные настолько бедны, что не позволяют уловить те изменения в ландшафтах, которые могли произойти вследствие некоторого увеличения влажности климата.

Наиболее четко увлажнение климата в верхнем эоплейстоцене проявилось во впадинах Горного Алтая, где в это время наряду с щебнисто-галечными проловиальными образованиями широкое развитие получили мощные толщи аллювиальных галечников, накапливавшиеся в эрозионных долинах горных рек. В этих отложениях в одном образце из Улаганской впадины обнаружена пыльца преимущественно древесных пород (84%) – сосны (75%), ели (21%) и березы (4%). Среди травянистых отмечены Graminae, *Carex*, *Chenopodiaceae*, *Compositae*, *Artemisia* (Шукина, 1960). Кроме того, в этом же образце найдены единичные зерна третичной пыльцы. Нами в башкаусских галечниках в линзе глинистых алевроитов встречены крупные (до 10 см) остатки растительной ткани с сохранившимся клеточным строением, створки остракод *Aduenocypris* sp. (определение Н.Н.Найдиной) и известковая водоросль – *Gonilinites hemisphaerica* Maslov sp. nov. (определение В.П.Маслова), близкая к пресноводным водорослям *Diplorundus rugosus* (Wagner) Bock, встреченным вместе с наземной флорой и отпечатками следов динозавров в триасовых отложениях Новой Шотландии (Лискун, Маслов, 1964). Приведенные данные недостаточны для точной реконструкции климата и ландшафтов позднего эоплейстоцена во впадинах Горного Алтая, но они позволяют предположить, что ландшафты этого времени были близки к ландшафтам бекенского времени, а климат отличался лишь несколько большей влажностью.

О некотором увеличении влажности климата в позднем эоплейстоцене свидетельствуют и рассматриваемые ниже особенности вещественного состава эоплейстоценовых отложений.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОСАДКОВ И ХАРАКТЕР ИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ КАК ОТРАЖЕНИЕ ВЛИЯНИЯ КЛИМАТА И ДРУГИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Эоплейстоценовые отложения изученных впадин представлены преимущественно разнообразными обломочными полимиктовыми породами, и только небольшая часть их относится к хемогенным и органогенным образованиям. В составе их, независимо от путей накопления, присутствуют две группы компонентов – аллотигенные и аутигенные. Состав большинства аллотигенных компонентов всецело зависит от состава пород, развитых в областях питания, которые оставались постоянными в течение всего эоплейстоцена. Поэтому аллотигенные компоненты не могут служить надежными коррелятивами для сопоставления разновозрастных отложений в разных впадинах и даже в разных районах одной впадины.

Особое место среди аллотигенных компонентов занимают глинистые минералы, ибо состав их в значительной степени определяется климатическими условиями областей питания, в связи с чем они являются одним из критериев восстановления палеогеографической обстановки района.

Как было показано в предыдущей главе, глинистое вещество эоплейстоценовых отложений всех впадин сложено в основном тонкочешуйчатыми частицами. Расположение глинистых чешуек разнообразно и до некоторой степени связано с фациальной обстановкой накопления осадков. Так, в грубозернистых отложениях, где глинистые частицы наряду с другими терригенными зернами играют роль заполнителя, они, как правило, расположены беспорядочно, а в глинистых прослоях наблюдается их определенная ориентировка, обуславливающая микрослоистость пород. Такая зависимость ориентировки глинистых частиц от текстурных особенностей породы подтверждает их аллотигенную природу. Глинистое вещество изученных отложений имеет смешанный минеральный состав. Основная масса глинистых минералов представлена гидрослюдой и монтмориillonитом, в меньших количествах присутствуют каолинит, хлорит и магнезиальные силикаты. Однако количественные соотношения изменяются от впадины к впадине и даже в разных районах одной и той же впадины. Это, по-видимому, связано с различной примесью глинистого вещества, поступающего в эоплейстоценовые отложения при размыве подстилающих их более древних мезо-кайнозойских отложений. Наиболее смешанный состав глинистого вещества наблюдается в Зайсанской впадине, где чаще всего встречаются выходы доэоплейстоценовых глинистых пород, приуроченных к блоковым поднятиям фундамента и отличающихся по составу глинистого вещества. Размыв различных горизонтов этих пород несомненно сказался на составе глинистых минералов эоплейстоценовых отложений, вероятно, именно поэтому в некоторых разрезах Зайсанской впадины примесь каолинита настолько велика, что его присутствие устанавливается не только по данным рентгенографического анализа, но и отчетливо проявляется на характере кривых нагревания глинистой фракции. Преобладание монтмориillonита в составе глинистого вещества в изученных отложениях внутригорных впадин Монгольского Алтая, по-видимому, объясняется влиянием двух факторов. С одной стороны, нельзя исключать возможность переотложения монтмориillonита при размыве палеоген-неогеновых пород, обнажающихся в предгорьях хребта Бумбукту-Хайрхан, так как глинистые минералы в них представлены в основном монтмориillonитом. С другой стороны, монтмориillonит, возможно, возникал при выветривании кристаллических пород в областях сноса; в этом случае необходимо допустить существование достаточно влажного климата в горах Монгольского Алтая, окружающих впадины.

Несмотря на отмеченные колебания в составе глинистого вещества, в целом в изученной области наблюдается преобладание гидрослюдысто-монтмориillonитовой ассоциации глинистых минералов. Согласно В.Н.Разумовой (1961),

изучавшей красноцветную карбонатную формацию в мезо-кайнозойских отложениях Казахстана, гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав глин характерен для северной подзоны аридного осадконакопления. По существу к такому же выводу пришел И.С.Чумаков (1965), который изучал красноцветную гидрослюдисто-монтмориллонитовую карбонатную формацию вторушкинской свиты в Рудном Алтае и отнес ее к образованиям семиаридного климата.

Естественно, что только по составу аллотигенных глинистых минералов нельзя судить о климатах прошлого, так как этот вопрос требует учета многих факторов, среди которых немалую роль играет состав аутигенных минералов, который в известной мере определяется физико-химическими условиями среды осадконакопления.

Аутигенные компоненты в основном представлены карбонатами и гидроокислами железа, в значительно меньших количествах присутствуют окислы марганца, аутигенные глинистые минералы, пирит и гипс.

Обилие в рассматриваемых осадках хемогенного карбоната является одним из важнейших признаков, позволяющих восстановить условия их образования. Процессы осаждения карбоната кальция детально изучены и описаны во многих работах (Страхов, 1947б, 1951, 1954, 1960, 1962; Сапожников, 1942, 1951а, б; Соколов, 1951, 1962; и др.). Так, установлено, что на континентах карбонатонакопление происходит преимущественно в условиях теплого и засушливого или полусушливого климата, где испарение преобладает над количеством атмосферных осадков. В условиях дефицита влаги поверхностные воды обычно насыщены карбонатом кальция, и поэтому он легко выпадает в осадок при увеличении минерализации вод вследствие испарения или при уменьшении содержания в водах свободной углекислоты за счет их нагревания.

В эоплейстоценовых отложениях карбонаты в той или иной мере обогащают все типы пород. Карбонатный материал представлен почти исключительно кальцитом, карбонаты магния, марганца и железа встречаются в ничтожных количествах. Кальцит присутствует в виде выделений самой разнообразной формы. Чаще всего наблюдается пелитоморфный кальцит, образующий тонко-распыленную примесь в глинистых отложениях, и кристаллический кальцит (разной размерности), слагающий прослой известняков или цемент песчаников и конгломератов. Кроме того, в отложениях присутствуют неправильной формы трубочки, имеющие зональное строение, причудливые стяжения, обогащающие отдельные участки породы, и, наконец, многочисленные корочки, расположенные обычно на нижней стороне терригенных обломков. Все эти формы выделения кальцита являются образованиями хемогенными. Некоторые прослой пород (обычно в озерных фациях) содержат кальцит биогенного происхождения — многочисленные раковины моллюсков, остракод, скелеты харовых водорослей и колонии строматолитов. Крайне редко встречаются обломки карбонатных пород.

Тонкодисперсный хемогенный кальцит представляет основную массу карбонатов. Вследствие пересыщения вод карбонатами пелитоморфный кальцит выпадает из раствора как непосредственно в месте накопления осадка, так и по всему пути следования временного потока или реки. Поскольку само образование тончайших кристалликов кальцита тесным образом связано со средой осадконакопления, мы относим их к сингенетичным минералам. Пелитоморфный кальцит, оседая вместе с глинистыми и песчаными частицами, заполняет промежутки между крупными обломками в аллювиальных и пролювиальных отложениях или же вследствие механической дифференциации в озерных бассейнах образует глинисто-карбонатные и карбонатные породы.

Несомненно сингенетичными являются оолитовые и пизолитовые карбонатные образования, возникновение которых обычно происходит в прибрежной полосе озерного бассейна на небольшой глубине, где постоянное движение воды благоприятствует выпадению кальцита и росту оолитов (Швецов, 1948; Рухин, 1959; Чухров, 1955).

Как сингенетичные выделения, вероятно, можно рассматривать и карбонатный цемент отдельных горизонтов аллювиальных отложений свиты Алтан-Тээли в разрезах гряды Ошин-Боро-Удзюр-Ула, где наблюдается переслаивание прочно сцементированных конгломератов с рыхлыми галечниками. Цемент этих конгломератов, очевидно, образовывался при периодических пересыханиях реки, во время которых сохранялся лишь близповерхностный подземный поток. Близповерхностные воды во время фильтрации сквозь слой нагретых солнцем галечников теряли значительную часть растворенной в них углекислоты, вследствие чего происходило выпадение кальцита, который сначала отлагался на поверхности галек, потом постепенно заполнял промежутки между ними и скреплял галечники в прочные конгломераты.

Иным путем происходило образование цемента в "верхнегобийских" конгломератах. Карбонатный цемент таких конгломератов всегда содержит примесь глинистых частиц (особенно в пролювиальных толщах), которые оседали вместе с грубым материалом в момент его накопления. Несомненно, в глинистом заполнителе присутствовал и пелитоморфный сингенетичный карбонат. Образование же кристаллически-зернистого кальцита, составляющего основную долю цемента "верхнегобийских" конгломератов, связано с последующими процессами изменения осадка. Перераспределение присутствовавшего в отложениях кальцита, а также привнос новых количеств карбоната осуществлялись близповерхностными грунтовыми водами. В то же время большая проницаемость грубообломочных пород, в нижней части которых циркулировали грунтовые воды, и их незначительная мощность не препятствовали потере углекислоты этими водами, что и приводило к выпадению кальцита. Процесс выпадения кальцита в изученных впадинах ускорялся благодаря теплоту климату, способствовавшему испарению грунтовых вод зоны активного водообмена, а следовательно, и увеличению концентрации растворов. Помимо ионов Ca^{++} и HCO_3^- , грунтовые воды содержали и другие ионы (Mg^{++} , Na^+ , Cl^- , SO_4^{--} и т.д.), но концентрация их была, по-видимому, недостаточной для осаждения значительных количеств соответствующих солей, поэтому они не улавливаются при микроскопическом изучении карбонатного цемента, и только химическим путем удается установить некоторую примесь карбоната магния (до 1,5%) и фосфата кальция (до 0,7%).

Приведенный механизм образования цемента за счет осаждения кальцита из грунтовых вод известен очень давно и повторен здесь лишь для того, чтобы показать, что при определенных условиях цементация грубообломочных пород может получить широкое развитие, в связи с чем нельзя рассматривать, как это делалось до недавнего времени, пласты конгломератов верхнегобийского типа в качестве маркирующего горизонта определенного возраста.

Необходимо отметить, что в эоплейстоценовых конгломератах нередко наблюдается кальцитовый цемент коррозионного типа, в котором кальцит разъедает терригенные зерна кварца. Замещение кварца кальцитом происходит благодаря одновременному растворению кварца и осаждению кальцита из растворов, циркулирующих в грубообломочных отложениях. Экспериментальным путем установлено, что такое замещение возможно в щелочных и даже слабощелочных растворах (при $\text{pH} \sim 4$), хотя оптимальные условия создаются в щелочной среде ($\text{pH} \sim 9,9$), так как именно при высоких значениях pH лучше всего происходит растворение кварца и уменьшается растворимость кальцита. Причем этот процесс с повышением температуры протекает интенсивней, в связи с тем что кварц переходит в раствор в больших количествах, а растворимость карбоната падает (Кашик, 1965).

Кроме цемента описанных конгломератов, вторичными являются бесформенные сгустки и неправильной формы стяжения, состоящие из четких, чистых и крупных кристаллов кальцита, всевозможные карбонатные трубочки, имеющие зональное строение и, вероятно, развивающиеся по растительным остаткам, и, наконец, разнообразной толщины корочки, тоже обнаруживающие зональное строение.

Таким образом, как сам факт присутствия в осадках большого количества хемогенного карбоната, так и те формы, в которых он встречается, позволяют предположить, что осадконакопление происходило в условиях теплого и достаточно сухого климата. При этом мобилизация карбонатного материала происходила, по-видимому, в значительной мере в областях питания, где вследствие больших абсолютных высот температура была ниже, а количество атмосферных осадков больше, чем в областях седиментогенеза. Попадая во впадины, воды благодаря испарению и нагреванию быстро пересыщались карбонатом кальция, который и выпадал в осадок.

Не менее характерными образованиями в эоплейстоценовых отложениях являются гидроокислы железа, которые окрашивают породы в различной интенсивности бурые и красновато-бурые тона. Проблеме происхождения красноцветных окрасок пород уделяли внимание многие исследователи (Tomlinson, 1916; Dorsey, 1926; Krynine, 1949; Houten, 1953; Перельман, 1954; Разумова, 1960; Рухин, 1948; Clark, 1962; Фефилова, 1966; и др.). Тем не менее до настоящего времени в этой проблеме остается еще очень много неясных вопросов, касающихся роли процессов выветривания, переотложения красноцветного материала и влияния физико-химических условий среды осадконакопления на возникновение и перераспределение красноцветной окраски пород. Несомненно лишь, что красный цвет пород обусловлен наличием свободных гидроокислов железа.

Эоплейстоценовые отложения исследованной территории не являются типичными красноцветами, однако и их окраска явно связана с присутствием свободных гидроокислов железа. Равномерное распределение железистого пигмента в породах по всей толще эоплейстоценовых отложений и полная согласованность различных оттенков красновато-бурого цвета со слоистостью пород позволяют говорить о первичной природе окраски этих отложений. Большая часть гидроокислов железа, вероятно, образовалась при разрушении кристаллических пород, развитых в окружающих впадинах гор, а некоторая доля их, возможно, поступала в области осадконакопления за счет размыва мезо-кайнозойских красноцветов, в той или иной мере развитых во всех исследованных впадинах. В любом случае для сохранения красноцветной окраски необходимо господство окислительной обстановки, так как в восстановительной обстановке окисное железо переходит в закисное и либо выносится, либо осаждается в виде тех или иных минералов закиси железа. Поэтому соотношение форм реакционно-способного железа позволяет судить об окислительно-восстановительной обстановке и характере среды, существовавшей во время накопления осадков. В связи с этим мы рассматриваем гидроокислы железа совместно с аутигенными минералами, несмотря на то, что большая часть их образовалась еще в областях питания, на ранних стадиях миграции железа из коренных пород к местам накопления эоплейстоценовых отложений.

Основными поставщиками железа осадочных пород, как известно, являются магматические породы, в которых главная масса железа присутствует в двухвалентной форме. При разрушении магматических пород из решетки минералов, слагающих их, в первую очередь высвобождается именно двухвалентное железо, которое совершает разнообразный и сложный путь миграции.

Вопросам миграции железа посвящен целый ряд работ советских и зарубежных исследователей (Goldschmidt, 1931; Страхов, 1947а, 1948, 1953; Borchert, 1952; Чухров, 1955; Сауков, 1961, 1966; и др.). Уже давно установлено, что железо мигрирует и в виде истинных растворов, и в виде золей, и в виде тонких взвесей. В истинных растворах оно переносится, как правило, в гидрокарбонатной форме. Кроме того, железо, по-видимому, мигрирует также в виде комплексных железоорганических соединений. Миграции коллоидных частиц водной окиси железа способствуют защитные действия коллоидного кремнезема и коллоидных гумусовых веществ, которые затрудняют коагуляцию растворов.

Согласно Н.М.Страхову, основной формой миграции железа является тонкая взвесь, а на долю истинных растворов падает лишь его небольшая часть. Тонкая взвесь гидрата окиси железа транспортируется реками и временными потоками и вместе с терригенным материалом накапливается в областях седиментогенеза. Пелитоморфная гидроокись является основной формой нахождения железа и в эоплейстоценовых отложениях изученных впадин. Кроме того, часть железа, вероятно, приносилась в виде коллоидов, которые вместе с пелитоморфными частицами пигментируют глинистое вещество, придавая ему различной интенсивности бурые окраски. Проведенные анализы позволяют с уверенностью говорить, что существует четкая зависимость между содержанием железа и размерностью обломочного материала – с увеличением размеров последнего количество железа падает. Общее содержание железа в породах, как правило, не превышает кларковые величины. Исключение составляют отложения башкауской свиты Улаганской впадины, где содержание валового железа достигает 8–9%, причем основная масса его представлена реакционно-способными формами. Повышенное содержание железа в толще башкауских галечников можно объяснить размывом в областях сноса древних кор выветривания (Лискун, 1963).

В эоплейстоценовых отложениях всех впадин преобладает реакционноспособное железо, причем в пролювиальных отложениях оно составляет немногим более половины валового содержания железа в осадке, в аллювии около 60% и в озерных отложениях 60–70%. Это увеличение доли реакционноспособного железа в его общем балансе объясняется тем, что главная масса реакционноспособного железа переносится в виде тонкой взвеси, относительное содержание которой в породах увеличивается по мере удаления от областей питания. Резкое преобладание в эоплейстоценовых отложениях всех впадин окисных форм реакционноспособного железа свидетельствует о том, что образование их происходило в условиях хорошей аэрации, а тонкодисперсная форма выделений гидроокислов железа говорит о слабом развитии процессов перераспределения железа в осадках. В то же время в породах присутствует некоторое количество обособленных скоплений гидроокислов железа. К ним относятся одиночные конкреции округлой формы, а также их агрегаты размером до нескольких миллиметров. Кроме того, в шлифах отмечаются мельчайшие глобулярные выделения, образующие вытянутые цепочки или неправильные хлопьевидные сгустки. Наибольшее количество конкреций наблюдается в озерных глинах и алевролитах (свита Хиргис–Нур, вторушкинская и солоновская свиты), в которых нередко до 50% тонкопесчаной фракции сложено плотными железистыми бобовинами (дробинками) или их агрегатами. Такие же стяжения, только в меньших количествах, присутствуют в глинистых прослоях (фашия заилившихся участков русла или фашии разливов) пролювиальных образований вторушкинской свиты. Наличие лимонитовых конкреций свидетельствует о происходивших процессах медленной диффузии закисного железа из нижней части глин к их поверхности, где иловые воды обогащены кислородом. Попадая в зону, богатую кислородом, закись железа (вероятнее всего, бикарбонат закисного железа) окислялась и выпадала в форме устойчивой гидроокиси.

Наряду с перечисленными обособленными стяжениями гидроокислов железа конкреционного типа, которые, вероятнее всего, образовались в стадию диагенеза, в озерных отложениях мергелистой пачки свиты Хиргис–Нур, местами встречаются скопления гидроокислов, выполняющие неправильные трещины и пустоты в породах, содержащих редкие кубики пирита. Эти образования, несомненно, являются вторичными, возникшими в результате окисления пирита.

Во всех эоплейстоценовых отложениях с гидроокислами железа ассоциируют окислы и гидроокислы марганца. Обычно содержание марганца в породах составляет сотые, реже десятые (0,1–0,2) доли процента. Совместное нахождение железа и марганца связано с их близким химическим родством, хотя, согласно Э.Т.Дегенсу (1967), окислы марганца выпадают в осадок при несколько более высоких значениях Eh и pH, чем окислы железа. Кроме

того, в природе широко развиты процессы адсорбции частицами водной окиси железа частиц двуокиси марганца (Чухров, 1955). Встречаясь совместно с железом, во всех описанных выше формах окислы марганца образуют еще (не исключено, что тоже с железом) двухмерные дендриты, расположенные по трещинам глин.

Несомненно аутигенными образованиями являются колломорфные выделения глинистого вещества, состоящие из агрегата индивидуальных частиц, имеющих одинаковую оптическую ориентировку. Такой агрегат под микроскопом обнаруживает одновременное или волнистое угасание. Колломорфные глинистые выделения выполняют трещины и пустоты в породе или образуют каемки вокруг обломочных зерен. Наиболее часто они встречаются в отложениях башкауской свиты, реже в бекенской и в свите Алтан-Тээли.

Подобные затеки глинистого вещества описаны в многочисленной почвенной литературе (Frei, Cline, 1949; Парфенова, 1956; Глазовская, 1956; Ярилова, Парфенова, 1957; Минашина, 1958; и др.). Однако до настоящего времени нет единого мнения по поводу происхождения этих затеков. Одни авторы считают, что образование оптически ориентированных глин связано с вымыванием глинистого вещества из верхних горизонтов в виде коллоидных растворов под защитой органических и других гидрофильных коллоидов; другие утверждают, что натечный характер глинистого вещества является результатом синтеза из растворов, притекающих из вышележащих слоев. Н.В.Ренгартен считает, что образование подобных колломорфных выделений глинистого вещества наиболее интенсивно происходит при жарком и влажном климате, в осадках, лишенных карбоната кальция, хотя они протекают и в условиях переменно-влажного климата. "Степень активности растительного вещества, очевидно, определялась температурными показателями климата, а количество органического материала находилось в пропорциональной зависимости от влажности" (Ренгартен, Константинова, 1965, стр. 19).

Незначительное развитие подобных колломорфных образований глинистого вещества в исследованных отложениях, по-видимому, свидетельствует об известной сухости климата, благодаря которой осадки имеют большую карбонатность и содержат незначительное количество активного органического вещества.

Кроме того, в изученных отложениях изредка наблюдается образование глинистого вещества за счет разложения биотита. Изменение биотита с образованием глинистых минералов детально разобрано в работе В.Н.Разумовой (1961), которая показала, что степень изменения слюдистых минералов строго определяется количеством влаги, необходимой не только для гидратации, но и для выноса щелочей и кремнезема из слюдистого материала. При ограниченном количестве влаги в условиях аридного или семиаридного климата биотит переходит в гидрослуду, а затем в железо-глиноземистый монтмориллонит. В процессе разложения слюды происходит высвобождение из их решетки двухвалентного железа, которое, окисляясь, тут же осаждается в виде хлопьевидных выделений устойчивой гидроокиси. Подобное изменение биотита характерно только для отложений среднего и верхнего эоплейстоцена Чуйской впадины.

В составе глинистого вещества в Зайсанской впадине и во внутригорных впадинах Монгольского Алтая присутствует небольшое количество магнезиальных силикатов, которые, вероятно, образовались непосредственно во впадинах, так как они характерны для засушливых областей (Ратеев, 1958, 1960; Зхус, 1966).

К аутигенным образованиям эоплейстоценовых отложений относятся также пирит и гипс. Пирит имеет ничтожное развитие в изученных отложениях. Наибольшие количества его наблюдаются в озерных отложениях (свита Хиргис-Нур), в которых кристаллики пирита нередко видны невооруженным глазом, в то время как в других типах отложений его присутствие обычно обнаруживается только химическим анализом. Образование пирита связано с процессами редукции железа в стадию диагенеза. Восстановление окисного железа, очевидно, обусловлено жизнедеятельностью бактерий и разложением

органического вещества, благодаря чему в иловых водах образуются сероводород, углекислота и другие газы и устанавливается восстановительная среда. В условиях восстановительной среды окисное железо переходит в закисное, которое при взаимодействии с сероводородом выпадает в осадок в виде сульфидов.

Гипс, как и пирит, имеет очень ограниченное развитие. Он встречается в пролювиальных и озерных отложениях вторушкинской свиты, в озерных образованиях бекенской свиты и свиты Хиргис-Нур. Во вторушкинской свите гипс образует отдельные хорошо ограненные кристаллы, встречающиеся по трещинам в толще красновато-бурых карбонатных глин; образование их связано с постседиментационными процессами. В бекенской же свите основная масса гипса отложилась в момент накопления осадка (он образует там выдержанные прослои). Осаждение сульфатов, даже в условиях жаркого климата, возможно лишь в замкнутом озерном водоеме, в связи с тем, что для выпадения гипса из растворов необходима высокая концентрация сульфатов (до 2 г/л). Поэтому осаждение гипса в бекенское время, вероятно, происходило в полуизолированных участках озер вследствие местного привноса сульфатных вод. Кроме того, в бекенских отложениях, так же как и в отложениях вторушкинской свиты, присутствует вторичный гипс, возникший в процессе изменения осадков. Кристаллы гипса, встреченные в отложениях свиты Хиргис-Нур, всегда ассоциируют с гидроокислами железа. Их образование связано с окислением пирита. Освободившаяся при окислении пирита серная кислота, взаимодействуя с окружающими карбонатными породами, образует плохорастворимый сульфат кальция, нередко дающий друзы хорошо ограненных кристаллов.

Итак, восстанавливая обстановку седиментогенеза эоплейстоценовых отложений по составу аутигенных минералов, можно считать, что накопление отложений происходило в условиях щелочной среды (обилие хемогенного карбоната), при высоких значениях окислительного потенциала (господство соединений высших валентностей железа и марганца).

Сопоставляя рассмотренные выше фациальные особенности эоплейстоценовых отложений, состав и строение их глинистого вещества и основные черты аутигенного минералообразования с палеонтологическими и палинологическими данными, можно достаточно уверенно судить о климатической обстановке эоплейстоценовой эпохи в рассматриваемой части Центральной Азии. Вся эта область представляла собой горную страну, в которой горные массивы окружали достаточно четко выраженные межгорные впадины. Существовала вертикальная климатическая зональность, благодаря которой микроклиматы котловин и водоразделов несомненно отличались друг от друга – количество осадков во впадинах было меньше, а температура выше, чем на водораздельных пространствах. Это отразилось и на ландшафтах, которые на соответствующих высотах, вероятно, имели близкий облик на всей рассматриваемой территории.

Однако в целом по совокупности имеющихся в нашем распоряжении данных – соотношению различных генетических типов отложений, высокой карбонатности осадков, резкому преобладанию в них окисных форм железа, составу глинистого вещества и характеру фауны и флоры – климат этой области скорее всего был теплым семиаридным.

В то же время разные районы этой обширной территории несколько различались по климатическим условиям и в первую очередь, по-видимому, по количеству атмосферных осадков. Так, например, впадины Горного Алтая имели относительно более влажный климат. Об этом говорят наибольшее развитие в данном районе аллювиальных фаций, меньшая карбонатность отложений, отсутствие среди глинистых минералов всех типов осадков магнезиальных силикатов, большее количество коллоидных агрегатов глинистого вещества и наконец образование аутигенных глинистых минералов за счет разложения биотита.

Теплый семиаридный климат существовал в исследованной области в течение всего эоплейстоцена, являясь основным фоном, на котором происходили те или иные климатические изменения.

Как показали исследования Н.М.Страхова (1962), климатические условия определенным образом сказываются на соотношении карбонатности осадков, степени редукции железа и содержании органического вещества. Так, осаждение карбоната кальция в водоемах засушливой зоны в десятки раз превосходит интенсивность его осаждения в озерах гумидных зон, а степень редукции железа определяется содержанием органического вещества в осадках, количество которого зависит от влажности климата. Эти закономерности установлены Н.М.Страховым в основном при изучении бассейновых осадков, однако при характеристике типов литогенеза он распространяет их как на субаквальные, так и на субаэральные отложения.

Комплексное изучение эоплейстоценовых отложений рассматриваемой области показало, что изменения карбонатности осадков и степени редукции железа в них имеют закономерный характер, причем эти изменения одинаковы во всех впадинах и во всех генетических типах отложений и хорошо согласуются с изменением фациальной обстановки, а также с другими особенностями вещественного состава. Поэтому мы считаем, что те небольшие отличия в степени редукции железа и карбонатности осадков, которые фиксируются в разных горизонтах эоплейстоценовых отложений, не являются случайными и отражают некоторое увеличение влажности климата, точно так же как значительные изменения этих показателей наблюдаются при смене аридного литогенеза гумидным.

Н.М.Страхов подчеркивает, что для реконструкции окислительно-восстановительной обстановки среды осадконакопления нельзя пользоваться породами, содержащими всякого рода конкреционные стяжения, так как последние возникли при перераспределении вещества в осадке и дают соотношения разных минералов, не отвечающие этапу осадкообразования. Однако тут же он отмечает, что пород, "лишенных перераспределения веществ в диагенезе, как известно, в природе не существует" (Методы изучения осадочных пород, 1957, стр.172). В связи с этим Н.М.Страхов предлагает брать серии образцов, чтобы устранить влияние перераспределения железа в осадке, когда оно проявляется лишь в ослабленной форме.

Только такого рода перераспределение железа (образование конкреций размером в доли миллиметров) наблюдается в эоплейстоценовых отложениях. Поэтому, используя небольшие серии образцов, мы вполне определенно можем судить об окислительно-восстановительном режиме осадконакопления, тем более, что во всех случаях наблюдается резкое преобладание окисных форм реакционноспособного железа.

Выше мы уже говорили (см. стр. 80) о том, что при изучении однотипных разрезов, имеющих одинаковые области сноса, полученные при химических анализах цифры содержания различных форм железа в породах являются достаточно надежным основанием для качественной оценки интенсивности процессов редукции железа в осадке. Несмотря на то, что различные породы эоплейстоценовых отложений имеют разную степень карбонатности и отличаются по содержанию и распространению в них железа, для характеристики определенных генетических типов отложений достаточно показательными являются средние цифры содержания этих компонентов, выведенные по данным анализов конкретных разрезов.

Для того чтобы уловить изменение климата эоплейстоцена в Зайсанской впадине, лучше всего сопоставить озерные отложения вторушкинской и солоновской свит.

Отложения вторушкинской свиты в несколько раз богаче кальцитом (21,0% против 3,3% в отложениях солоновской свиты) и отличаются меньшим содержанием закисных форм реакционноспособного железа (5,1% вместо 11,6%; рис. 76). Соответственно изменяется и содержание $C_{орг}$ от 0,08–0,21 до 0,33%. Кроме того, в отложениях солоновской свиты ярче проявилось диагенетическое перераспределение железа, в результате чего часть его сосредоточена в многочисленных микроконкрециях. Это вместе с увеличением содержания за-

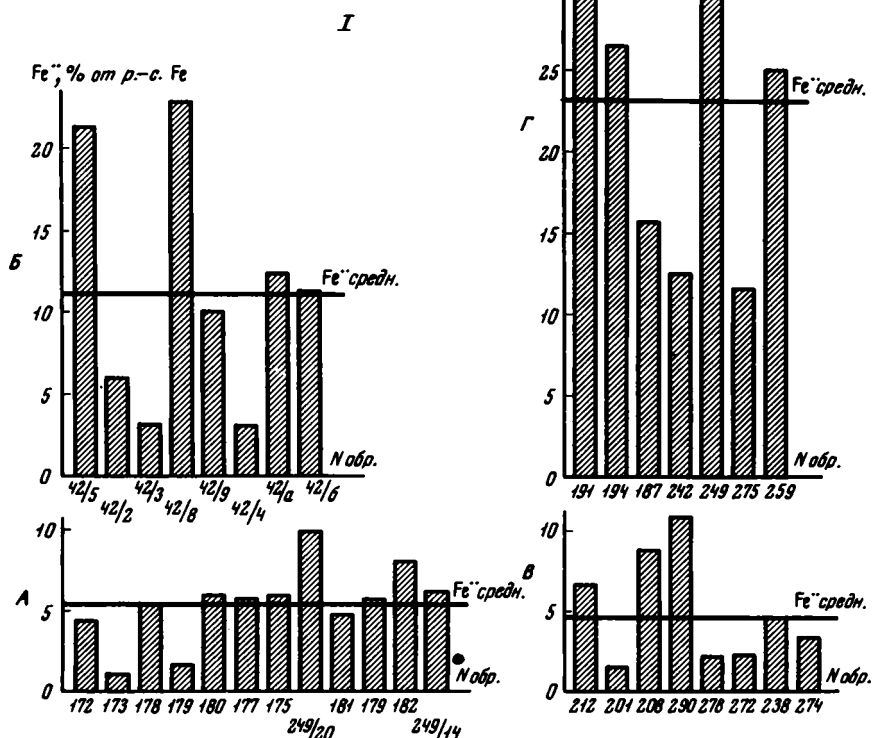
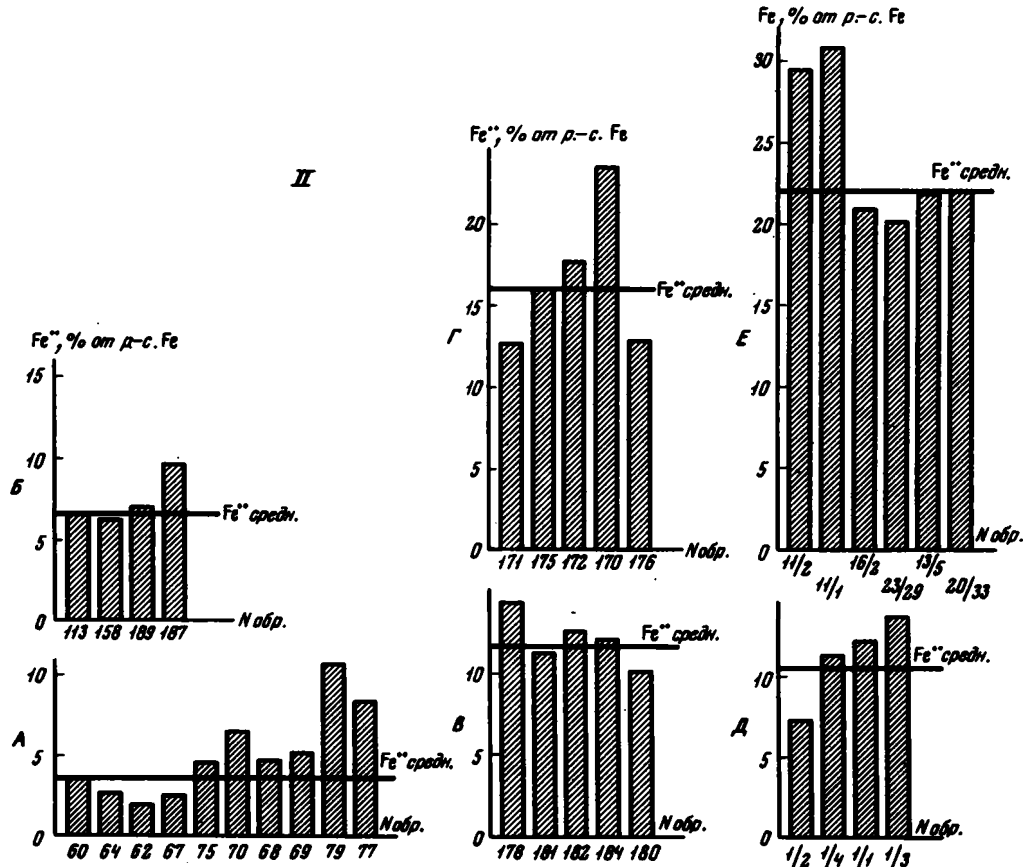


Рис.76. Гистограммы содержаний закисных форм реакционноспособного железа I. Озерные отложения: А – вторушкинская, Б – солоновская, В – кызылгирская, Г – бекенская свиты.

кисных форм железа свидетельствует об усилении процессов редукции железа. Та же тенденция в изменении содержания форм железа проявляется и при сравнении разновозрастных субаэральных отложений Зайсанской впадины (см. рис.76). Отмеченные изменения вещественного состава (уменьшение карбонатности осадков и усиление в них процессов редукции железа) верхне-эоплейстоценовых отложений, так же как и их фациальные особенности, свидетельствуют о некотором увеличении влажности климата Зайсанской впадины в позднем эоплейстоцене.

В Чуйской впадине вначале эоплейстоцена существовал обширный бассейн, в котором происходило накопление богатых карбонатом (среднее содержание CaCO_3 27,0%) озерных отложений кызылгирской свиты. Процессы редукции железа имели в это время незначительное развитие, о чем можно судить по малому содержанию закисных форм реакционноспособного железа (среднее $\text{Fe}^{+2}_{\text{HCl}}$ 4,3; среднее $\text{Fe}^{+2}_{\text{FeS}_2}$ 0,4%). В среднем эоплейстоцене началось постепенное сокращение площади озерного бассейна. В начальные этапы формирования бекенской свиты отлагались преимущественно озерные отложения,

II



II. Пролувияльные отложения: А - вторушкинская, Б - солоньевская, В - бекенская, Г - башкауская свиты, Д - свита Алтан-Тээли, Е - свита Гошу

занимавшие еще обширные площади в котловине. В последующие этапы их роль сильно уменьшилась и господствующее значение приобрели пролувиальные отложения. Смена тонкозернистых озерных образований грубыми пролувиальными осадками свидетельствует о воздымании окружающих впадин горных хребтов. Эти движения обусловили усиленный снос обломочного материала в котловину и заполнение ее грубыми осадками. Для характеристики климатических изменений обратим внимание на резкое уменьшение карбонатности озерных отложений бекенской свиты (в среднем 4,4%) и на значительное усиление процессов редукции железа (среднее $\text{Fe}^{+2}_{\text{HCl}}$ - 21,8%; среднее $\text{Fe}^{+2}_{\text{FeS}_2}$ - 1,6%), которое, очевидно, связано с увеличением содержания в осадках органического вещества ($\text{C}_{\text{орг}}$ до 0,40% против 0,16% в кызылгирской свите; см. рис. 76). Вероятно, подобные изменения в осадках свидетельствуют о некотором увеличении влажности климата в бекенское время.

С концом эоплейстоцена совпало дальнейшее усиление тектонических движений, в связи с которыми в составе башкауской свиты резко возросла роль грубообломочных аллювиальных и пролувиальных образований. В это время

влажность климата продолжала увеличиваться, что видно при сравнении пролювиальных отложений верхней части бекенской свиты с пролювием башкауской свиты. Карбонатность башкаусских отложений падает до 2,9% (в среднем), а процессы редукции железа в них несколько усиливаются (среднее содержание закисных форм железа изменяется от 11,7 до 16,0%; см. рис. 76). Параллельно происходит также увеличение содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ (0,06–0,23%).

Увеличение влажности климата в верхнем эоплейстоцене отразилось и на усилении процессов образования коллоидных агрегатов глинистого вещества, наибольшее количество которых наблюдается в отложениях башкаусской свиты.

Необходимо еще раз подчеркнуть, что отмеченное увеличение влажности климата эоплейстоцена происходило в рамках теплого семиаридного климата, который существовал на обширной площади Центральной Азии от Восточного Казахстана до Западной Монголии. В связи с этим можно считать доказанным впервые высказанное Н.А.Ефимцевым (1961) положение об отсутствии в данной области так называемого башкаусского оледенения. Это положение подтверждается детальным изучением вещественного состава башкаусской "морены" (Лисун, 1963), находкой в ней непереотложенной теплолюбивой сифонии *Goniolinites hemisphaerica* Maslov sp. nov. (Лисун, Маслов, 1964) и наконец тем комплексом признаков, согласно которому климат всего эоплейстоцена определяется как теплый семиаридный, исключающий возможность существования сколько-нибудь значительного оледенения.

Аналогичный характер изменения влажности климата наблюдается и во впадинах Западной Монголии. Как и в предыдущих случаях, эти изменения устанавливаются при сравнении однотипных отложений, в данном случае пролювиальных.

Пролувиальные отложения нижнего – среднего эоплейстоцена обнаружены нами только в Дзерженской и Бэгерской впадинах. Значительно большее развитие они получили в верхнем эоплейстоцене. Пролувиальные отложения свиты Гошу встречены как в упомянутых двух впадинах, так и в прибрежных частях Котловины Больших Озер. Сопоставление средней карбонатности осадков, распределения в них различных форм железа и содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ показывает закономерную связь этих показателей, изменение которых хорошо согласуется с особенностями фациального строения толщ и обуславливается увеличением влажности климата верхнего эоплейстоцена по сравнению с нижним – средним эоплейстоценом. Действительно, пролювий свиты Алтан-Тээли отличается от пролювия свиты Гошу большей карбонатностью (средняя карбонатность в свите Алтан-Тээли 16%, в свите Гошу – 11%), значительно более слабым развитием процессов редукции железа (Fe^{+2} в свите Алтан-Тээли составляет 10,9% (в среднем) от реакционноспособного железа, в то время как в свите Гошу 23,8%) и меньшим содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ (Алтан-Тээли 0,08–0,14; Гошу – 0,19–0,29%; см. рис. 76).

Сопоставление особенностей вещественного состава и фациального строения эоплейстоценовых отложений убедительно говорит о едином направлении климатических изменений во всех исследованных впадинах. В то же время на фоне общего увлажнения климата, очевидно, существовали и относительно кратковременные более сухие и более влажные периоды, следы которых иногда четко фиксируются в осадках. Однако для восстановления климатических изменений подобного масштаба необходимы дальнейшие более детальные исследования.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Обобщение данных по стратиграфии, палеонтологии и вещественному составу эоплейстоценовых отложений позволило выяснить основные черты палеогеографии и условия осадконакопления на обширной площади Центральной Азии – от Восточного Казахстана до Западной Монголии. В пределах этой площади эоплейстоценовые отложения накапливались в межгорных впадинах, разделенных гор-

ными сооружениями, являющимися областями сноса.

Благодаря сходным структурно-геоморфологическим и климатическим условиям, в которых формировались эоплейстоценовые отложения, последние приобрели ряд общих специфических черт, позволяющих выделить их в особый комплекс осадков, хорошо сопоставляемых в пределах изученных впадин. Этот комплекс отделяется от подстилающих его миоплейстоценовых пестроцветных отложений размывом и несогласием, особенно четко выраженным в прибортовых частях впадин. Столь же ясно проявляется и верхняя граница эоплейстоцена, так как на границе эоплейстоцена и плейстоцена происходила резкая смена характера осадконакопления, связанная с относительным похолоданием предледникового времени и начавшимся затем максимальным оледенением. Кроме того, осадки эоплейстоцена и плейстоцена разделены обычно эрозионным перерывом, который отражает одну из крупных фаз новейших тектонических движений. Выделение эоплейстоценовых отложений в особый комплекс подтверждается также своеобразием его фауны и флоры. Фауна эоплейстоцена заметно отличается от неогеновой, хотя в ней и сохраняются элементы "гиппарионовой" фауны, но они представлены прогрессивными, специализированными формами (Мацуи, 19666).

Таким образом, эоплейстоценовый комплекс осадков имеет самостоятельное стратиграфическое значение и отражает особый этап в формировании мезо-кайнозойских отложений межгорных впадин Центральной Азии.

2. Формирование отложений происходило в различных фациальных обстановках. В нижнем – среднем эоплейстоцене господствующее значение имели озерные фации, которые по периферии впадин сочетались непосредственно с пролювиальными отложениями. Среди последних были широко развиты селевые образования грязевого и грязекаменного типа. Горы в начале эоплейстоцена, очевидно, были не очень высокими и имели довольно сглаженные формы, вследствие чего с них сносился в основном мелкообломочный материал, заполнявший озерные бассейны, и лишь на отдельных участках вдоль бортов впадин происходило накопление более грубообломочных пролювиальных отложений. В верхнем эоплейстоцене в пролювии заметно возросла роль грубообломочного материала, местами появился аллювий горного типа. Это, по-видимому, с одной стороны, было связано с усилением тектонических поднятий, которые привели к созданию высокогорного рельефа, а с другой – с некоторым увеличением влажности климата, благодаря чему временные потоки приобрели большую силу и более постоянный характер. Усиление сноса грубообломочного материала с поднимавшихся горных хребтов привело к заполнению этим материалом мелких внутригорных впадин и исчезновению в них озерных водоемов. В то же время крупные озерные бассейны продолжали существовать. Более того, в Котловине Больших Озер имеются определенные данные, что уровень озерного водоема верхнего эоплейстоцена был существенно выше, чем в нижнем эоплейстоцене.

3. Все отложения, каким бы путем они ни накапливались, имеют полимиктовый состав. Породообразующие компоненты представлены обломками разнообразных пород, а также продуктами их дезинтеграции – зернами кварца, полевыми шпатами и слодами. Количественное соотношение между ними определяется составом пород, развитых в областях питания, и гранулометрическим составом эоплейстоценовых отложений.

4. Комплекс тяжелых минералов алевритовой фракции однотипен во всех впадинах. Наблюдается лишь некоторое различие в количественном соотношении минералов для различных впадин или различных районов в пределах одной впадины. В то же время в каждом конкретном районе состав минералов остается неизменным в течение всего эоплейстоцена, что не дает возможности выделить характерные ассоциации минералов, которые могли бы служить надежными коррелятивами для сопоставления разновозрастных отложений в разных разрезах.

5. Глинистое вещество, входящее в состав всех разновидностей пород, имеет смешанный состав. В нем присутствуют гидрослюда, монтмориλλονит, каолинит, хлорит и магнезиальные силикаты. Основная масса глинистого вещества во всех впадинах сложена гидрослудой и монтмориλλονитом. Некоторое изменение в

соотношении глинистых минералов от разреза к разрезу, по-видимому, связано с различной примесью глинистого вещества, поступавшего в эоплейстоценовые отложения при размыве подстилающих их более древних мезо-кайнозойских отложений. Подавляющая часть глинистого материала состоит из терригенных частиц, принесенных из областей питания; минеральный состав их отражает условия выветривания в этих областях.

Аутигенные глинистые минералы имеют незначительное развитие; они представлены магнезиальными силикатами, образующими небольшую примесь в глинистом веществе отложений внутригорных впадин Монгольского Алтая и в Зайсанской впадине, а также гидрослодой, иногда развивающейся за счет разложения биотита в отложениях Чуйской впадины. В той же впадине чаще всего встречаются и коллоидные выделения глинистого вещества, возникновение которых, вероятно, связано с вымыванием коллоидных растворов, образующихся под влиянием гумусовых кислот.

6. Все отложения в той или иной степени карбонатны. Карбонат в основном представлен кальцитом, образующим разнообразные морфологические формы. Главная масса его находится в виде тонкорассеянного пелитоморфного кальцита. Во всех впадинах в отложениях одинаковых генетических типов наблюдается закономерное уменьшение средней карбонатности осадков снизу вверх по разрезу.

7. Изученные отложения отличаются преимущественно желтовато-бурой окраской, обусловленной присутствием свободных окислов железа. Валовое содержание железа примерно одинаково во всех типах отложений и в общем близко к кларкам соответствующих осадочных пород. Распределение форм железа обнаруживает определенную зависимость от генетического типа отложений. Как правило, в пролювиальных отложениях реакционноспособное железо составляет немногим более половины валового содержания железа в осадке, в аллювии — около 60% и в озерных отложениях — 60–70%. Это увеличение доли реакционноспособного железа в его общем балансе объясняется тем, что главная масса реакционноспособного железа переносится в виде тонкой взвеси, относительное содержание которой в породах увеличивается по мере удаления от областей питания. Во всех типах эоплейстоценовых отложений наблюдается господство окисных форм реакционноспособного железа. В то же время в них отмечается и небольшое количество (до 1,5% от веса породы) закисных форм реакционноспособного железа, содержание которых увеличивается от нижнего к верхнему эоплейстоцену. Закономерное увеличение доли закисного железа в балансе его реакционноспособных форм устанавливается в каждой впадине при сравнении содержаний его в отложениях одинаковых генетических типов. Подобное изменение соотношения закисных и окисных форм железа свидетельствует о некотором усилении процессов редукции железа в осадках верхнего эоплейстоцена.

8. Эоплейстоценовые отложения характеризуются незначительным содержанием C_{org} . Во многих случаях он совсем не улавливается химическим анализом. Поэтому для полной количественной характеристики C_{org} необходимо проведение массовых анализов. Тем не менее имеющиеся в нашем распоряжении материалы дают представление о порядке величин C_{org} в отложениях разных типов. Эти величины в общем согласуются с наблюдаемым в данных осадках соотношением закисных и окисных форм реакционноспособного железа.

9. Приведенные выше данные о фациальном строении и особенностях вещественного состава эоплейстоценовых отложений позволяют в общих чертах восстановить палеоклиматическую обстановку периода формирования этих отложений. Она восстанавливается по целому ряду признаков, каждый из которых в отдельности не является решающим, но в сумме они достаточно определенно говорят о том, что в эоплейстоцене в рассматриваемых впадинах существовал теплый семиаридный климат. Такой климат сохранялся здесь в течение всего эоплейстоцена, однако на этом фоне наблюдается постепенное увеличение его влажности, которое выявляется как по особенностям фациального строения эоплейстоцено-

вых отложений, так и по закономерным изменениям карбонатности осадков, степени развития в них процессов редукции железа и содержанию органического вещества в разновозрастных отложениях одинаковых генетических типов. Подобное изменение влажности климата снизу вверх по разрезу устанавливается во всех впадинах, хотя отдельные впадины и обладали специфическими особенностями. Так, например, есть основания предполагать, что климат алтайских впадин был несколько более влажным, что, вероятно, связано с их расположением на больших абсолютных высотах и несколько повышенной общей влажностью этих районов.

10. Субаэральные отложения эоплейстоцена межгорных впадин Центральной Азии несут на себе слабые, но отчетливые следы диагенетических преобразований, причем направление этих изменений совпадает с диагенетическими преобразованиями одновозрастных субаквальных осадков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение эоплейстоценовых отложений межгорных впадин Центральной Азии связано с известными трудностями. К ним прежде всего относятся большое однообразие этих толщ, неравномерное распределение в последних остатков ископаемой фауны и нередко весьма слабая обнаженность. В связи с этим при восстановлении условий формирования эоплейстоценовых отложений выявилась необходимость комплексного подхода к данной теме с использованием самых разнообразных методов – от определения общего структурного положения исследуемых впадин до рентгенографического и электронно-микроскопического исследования глинистого вещества осадков.

В работе дано геологическое описание и минералого-петрографическая характеристика эоплейстоценовых отложений некоторых межгорных впадин Восточного Казахстана, Горного Алтая и Западной Монголии. При этом для отложений Зайсанской и Чуйской впадин были приняты стратиграфические схемы В.М. Мазуя и Е.В. Девяткина, а для впадин Западной Монголии автором совместно с Е.В. Девяткиным разработана новая схема стратиграфии кайнозойских отложений. Проведенное исследование дало возможность уверенно сопоставлять различные свиты эоплейстоцена на обширных пространствах Центральной Азии, так как это сопоставление базируется на комплексе биостратиграфических, палеогеографических и литологических данных.

Изучение вещественного состава эоплейстоценовых отложений, с подразделением их на различные генетические типы, позволило восстановить палеогеографические условия формирования этих отложений и определить общие черты климата эоплейстоцена. Последний по сумме различных показателей (характер фауны и флоры, карбонатность, степень редукции железа, состав глинистого вещества и др.) представляется теплым семиаридным. Однако вследствие значительной разницы абсолютных высот межгорных впадин и разделявших их горных массивов климатические условия центральной части котловин и водораздельных пространств существенно отличались по количеству осадков и температуре. Это нашло отражение в смене ландшафтных зон – от сухих степей и полупустынь до разреженных хвойных и смешанных лесов с отдельными представителями широколиственных пород. Вещественный состав изученных отложений отражает также постепенное увеличение влажности климата во времени – от нижнего к верхнему эоплейстоцену, хотя он оставался семиаридным в течение всего эоплейстоцена. На этом фоне намечаются некоторые различия климата в разных впадинах и более кратковременные климатические колебания местного значения. При изучении вещественного состава эоплейстоценовых отложений подмечено, что в условиях сухого климата субаэральные отложения испытывают слабые диагенетические преобразования, по направлению близкие к диагенетическим изменениям соответствующих субаквальных осадков. В работе рассмотрены и эпигенетические изменения отложений, среди которых наибольший интерес вызывает вторичная цементация так называемых "верхнеобайских конгломератов". Вторичный характер этой цементации, за счет осаждения кальцита из гидрокарбонатно-кальциевых

грунтовых вод, определяется при сопоставлении условий залегания подобных конгломератов, особенностей строения грубообломочных толщ, к которым они приурочены, а также типа цементации, состава и структур цемента.

Таким образом, настоящая работа представляет собой попытку показать те возможности восстановления условий формирования кайнозойских отложений, которые дает изучение вещественного состава континентальных толщ с учетом их фациальных особенностей. Кроме методического интереса, она, очевидно, имеет значение и для практики геологосъемочных работ, так как позволяет более уверенно сопоставлять различные стратиграфические горизонты кайнозоя на основе выяснения общих тенденций развития этой области. Одним из важных выводов является определение генезиса "верхнеобийских" конгломератов, которое исключает использование подобных образований в качестве маркирующего горизонта верхнего эоплейстоцена, поскольку условия, благоприятные для возникновения таких конгломератов, существовали на самых разных стратиграфических уровнях. Не менее важным для практики является подтверждение вывода об отсутствии на изученной территории сколько-нибудь значительного оледенения в верхнем эоплейстоцене. Это существенно облегчает разделение эоплейстоценовых и плейстоценовых образований антропогена.

ЛИТЕРАТУРА

- Аксарин А.В. 1937. О четвертичных отложениях Чуйской степи в Юго-Восточном Алтае. – Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, вып. 5.
- Аксарин А.В. 1938. Чуйский бурогольный бассейн в Юго-Восточном Алтае. – Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., вып. 4.
- Алексеева Л.И. 1959. Мастоdont *Serridentinus gobiensis* из Бегер-Нура (Монголия). – Палеонтол. ж., № 3.
- Амантов В.А., Лувсан-Данзан Б., Матросов П.С. 1962. О развитии геологических структур Западной Монголии. – Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Амантов В.А., Матросов П.С. 1961. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей. – Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 58.
- Беззубцев В.В., Волчек И.И. 1963. Структурное положение гипербазитов Западной Монголии. – В кн. "Материалы по геологии Монгольской Народной Республики". М., Гостоптехиздат.
- Беззубцев В.В., Лувсан-Данзан Б., Федоровский В.А. 1963. Структурно-тектоническое районирование и основные этапы развития тектонических структур Западной Монголии. – В кн. "Материалы по геологии Монгольской Народной Республики". М., Гостоптехиздат.
- Беляева Е.И. 1937. Материалы к характеристике верхнетретичной фауны млекопитающих Северо-Западной Монголии. – Труды Монгольск. комисс. АН СССР, вып. 33.
- Беляева Е.И. 1954. Новые данные по олигоценовым носорогам Монголии. – Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 55, вып. 3.
- Беляева Е.И. 1971. О некоторых носорогах семейства *Rhinocerotidae* из неогена Западной Монголии. – Труды Сов.-Монгольск. эксп., вып. 3.
- Бондаренко П.М., Девяткин Е.В., Лискун И.Г. 1966. Новейшая структура в районе поселка Акташ. – Изв. Алтайск. отд. Географ. об-ва СССР, вып. 7.
- Борисов Б.А. 1963. Стратиграфия верхнего мела и палеоген-неогена Зайсанской впадины. – В кн. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана". Л., Госгеолиздат.
- Борисов Б.А. 1964. Стратиграфия кайнозойских отложений Зайсанской впадины. Автореф. канд. дисс. Л.
- Бураков К.С., Куликов О.А., Фаустов С.С. 1973. Некоторые результаты детальных палеомагнитных исследований новейших отложений в долине р. Чаган (Горный Алтай). – В сб. "Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканов". М., "Наука".
- Василенко В.К. 1956а. Зайсанская впадина. – В кн.: "Очерки по геологии СССР". т. I. Л., Гостоптехиздат.
- Василенко В.К. 1956б. Стратиграфия третичных континентальных отложений Зайсанской депрессии. – В кн. "Труды Междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири". М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Василенко В.К. 1961. Геологическая история Зайсанской впадины. – Труды ВНИГРИ, вып. 162.
- Великовская Е.М. 1947. Плиоценовые и четвертичные отложения и развитие рельефа Калбы. – Уч. зап. МГУ, геол., вып. 11 (124).
- Великовская Е.М. 1954. Геологическая история Южного и Западного Алтая в кайнозое и формирование древних долин. – Труды Томск. гос. ун-та, т. 132.
- Великовская Е.М. 1955. Красноцветные отложения плиоцена на территории СССР и зарубежной Азии. – Докл. АН СССР, т. 100, № 6.
- Великовская Е.М. 1957. О генезисе некоторых типов континентальных плиоценовых и четвертичных отложений Зайсанской котловины. – Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 21.

- Великовская Е.М. 1959. История геологического развития и основные этапы формирования рельефа Зайсанской котловины и окружающих ее горных хребтов. - В кн. "Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири". Изд-во МГУ.
- Великовская Е.М. 1961. Красноцветные отложения плиоцена и их развитие на территории СССР, Китая и сопредельных стран. - В кн. "Вопросы стратиграфии и региональной геологии". Изд-во МГУ.
- Великовская Е.М. 1964. Плиоценовые отложения Юго-Западного Алтая и Зайсанской котловины. Изд-во МГУ.
- Волочкович К.Л. 1961. Стратиграфия и тектоника крайнего северо-запада Монголии. - Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 36, вып. 1.
- Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Глазовская М.А. 1956. Погребенные почвы, методы их изучения и их палеогеографическое значение. - В кн. "Вопросы географии". М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Гоби-Алтайское землетрясение. 1963. М., Изд-во АН СССР.
- Година А.Я. 1959. Новые данные по ископаемой жирафе из рода *Samotherium*. - В кн.: "Vertebrata palasiatica", № 2.
- Громов В.И., Вангенгейм Э.А., Никифорова К.В. 1965. Биостратиграфическое обоснование нижней границы и подразделения антропоценовой системы. - В кн. "Проблемы стратиграфии кайнозоя" (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 16). М., "Недра".
- Громов В.И., Краснов И.И., Никифорова К.В., Шанцер Е.В. 1960. Принципы стратиграфического подразделения четвертичной (антропоценовой) системы и ее нижняя граница. - В кн. "Хронология и климаты четвертичного периода". (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4). М., Изд-во АН СССР.
- Громов В.И., Краснов И.И., Никифорова К.В., Шанцер Е.В. 1961. Состояние вопроса о нижней границе и стратиграфическом подразделении антропоценовой (четвертичной) системы. - В кн. "Вопросы геологии антропогена". М., Изд-во АН СССР.
- Девяткин Е.В. 1960. О третичных отложениях Джунгульской котловины (Восточный Алтай). - Докл. АН СССР, т. 135, № 6.
- Девяткин Е.В. 1962. Основные вопросы новейшей тектоники Юго-Восточного Алтая. - Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 27.
- Девяткин Е.В. 1963. Зоплейстоцен Юго-Восточного Алтая. - Труды Комисс. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 22.
- Девяткин Е.В. 1964. Характер новейших дислокаций в горах Алтая и Западной Тувы. В кн. "Проблемы поверхностного выравнивания". М., "Наука".
- Девяткин Е.В. 1965. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М., "Наука".
- Девяткин Е.В. 1967а. Мезо-кайнозойская тектоника западной Монголии. - Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 42, вып. 6.
- Девяткин Е.В. 1967б. Морфология новейших структур Юго-Восточного Алтая и их соотношение со структурами докайнозойского основания. - В кн.: "Тектонические движения и новейшие структуры земной коры". М., "Недра".
- Девяткин Е.В., Зажигин В.С., Лискун И.Г. 1968. Первые находки фауны мелких млекопитающих в плиоцене Тувы и Западной Монголии. - Докл. АН СССР, т. 183, № 2.
- Девяткин Е.В., Лискун И.Г. 1966. К стратиграфии кайнозойских отложений Западной Монголии. - Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 41, вып. 5.
- Девяткин Е.В., Лискун И.Г. 1967. Новые материалы по стратиграфии и фауне кайнозойских отложений Западной Монголии. - Докл. АН СССР, т. 176, № 1.
- Девяткин Е.В., Лискун И.Г., Чумаков И.С. 1965. Корреляция зоплейстоценовых отложений гор Южной Сибири. - В кн. "Корреляция антропоценовых отложений Северной Евразии". М., "Наука".
- Девяткин Е.В., Старобогатов Я.И. 1961. О фауне пресноводных моллюсков из зоплейстоценовых отложений Горного Алтая. - Докл. АН СССР, т. 141, № 5.
- Девяткин Е.В., Стрелков С.А. 1968. Стратиграфия кайнозоя в Алтае-Саянской горной области и Западной Монголии и вопрос о нижней границе антропогена. - В кн. "Граница третичного и четвертичного периодов" (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол.). М., "Наука".
- Девяткин Е.В., Шилова Г.Н. 1970. Палинологическая характеристика некоторых опорных разрезов средне-верхнеплиоценовых и нижнечетвертичных отложений Западной Монголии. - Труды Сов.-Монгольск. эксп., вып. 2.
- Дегенс Э.Т. 1967. Геохимия осадочных образований. М., "Мир".
- Дергунов А.Г. 1967. Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. - Труды ГИН АН СССР, вып. 172.

- Дмитриева Е.Л. 1971. Неогеновые газели Западной Монголии. – Труды Сов.-Монгольск. эксп., вып. 3.
- Елисеев В.И. 1963. О строении и фаціальном расчленении пролувия (на примере Ферганской впадины). – Докл. АН СССР, т. 152, № 6.
- Елисеев В.И. 1964. О пролувии Алакульской впадины. – Литол. и полезн. ископ., № 2.
- Ерофеев В.С. 1960. Некоторые вопросы геологического развития Южного Алтая и Зайсанской впадины в кайнозое. – Труды Алтайск. ин-та АН Каз.ССР, т. 9.
- Ерофеев В.С. 1966. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата.
- Ерофеев В.С. 1969. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата, "Наука".
- Ефимцев Н.А. 1958. О четвертичном оледенении Западной Тувы и восточной части Горного Алтая. – Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Ефимцев Н.А. 1959. О нижней границе четвертичной системы в Алтае-Саянской горной области. – Труды ГИН АН СССР, вып. 32.
- Ефимцев Н.А. 1961. Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая. – Труды ГИН АН СССР, вып. 61.
- Ефремов И.А. 1948а. Первая Монгольская палеонтологическая экспедиция АН СССР. – Вестн. АН СССР, № 1.
- Ефремов И.А. 1948б. По следам древних ящеров. – Вокруг света, № 1.
- Ефремов И.А. 1949. Предварительные результаты работ Первой Монгольской палеонтологической экспедиции АН СССР в 1946 г. – Труды Монгольск. комисс. АН СССР, вып. 38.
- Ефремов И.А. 1954. Палеонтологические исследования в Монгольской Народной Республике (предварительные результаты экспедиций 1946, 1948, 1949 гг.). – Труды Монгольск. комисс. АН СССР, вып. 59.
- Жегалло В.И. 1966а. К истории плиоценовых гипшарионовых фаун Монголии и Средней Азии (автореферат доклада). – Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 41, вып. 6.
- Жегалло В.И. 1966б. Новое местонахождение гипшарионовой фауны в Восточном Казахстане. – В кн. "Всесоюзное совещание по палеонтологии млекопитающих кайнозоя. Тезисы докладов". Тбилиси.
- Жегалло В.И. 1971. Гипшарионы из неогеновых отложений Западной Монголии и Тувы. – Труды Сов.-Монгольск. эксп., вып. 3.
- Зайцев Н.С. 1966а. Области ранней каледонской складчатости. – В кн. "Тектоника Евразии". М., "Наука".
- Зайцев Н.С. 1966б. Средне- и верхнепалеозойские впадины и прогибы в байкалидах и каледонидах. – В кн.: "Тектоника Евразии". М., "Наука".
- Зхус И.Д. 1966. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. – М., "Наука".
- Ильичев В.А. 1973. Применение термолуминесцентного анализа изучения плейстоцена. – Вестн. МГУ, серия геогр., № 5.
- Кашик С.А. 1965. О замещении кварца кальцитом в осадочных породах. – Геохимия, № 2.
- Курдюков К.В., Смеловская М.М. 1954. Третичные отложения южной части Зайсанской впадины. – В кн.: "Вопросы геологии Азии", т. I. М., Изд-во АН СССР.
- Курочкин Е.Н. 1971. К авифауне плиоцена Западной Монголии. – Труды Сов.-Монгольск. эксп., вып. 3.
- Лавров В.В., Ерофеев В.С. 1958. Стратиграфия третичных отложений Зайсанской впадины. – Вестн. АН Каз. ССР, № 11 (164).
- Лебедева З.А. 1926а. Геологические исследования восточной окраины Хархиринского массива Северо-Западной Монголии. Северная Монголия. Предварительный отчет геологической, геохимической и почвенно-географической экспедиций о работах, проведенных в 1925 г. Л., Изд-во АН СССР.
- Лебедева З.А. 1926б. Детальные геологические работы в Северо-Западной Монголии. В кн. "Отчет о деятельности АН СССР за 1926 г". Л., Изд-во АН СССР.
- Лебедева З.А. 1932. Итоги работ геологической партии. Краткий отчет о результатах работ отряда экспедиции АН СССР и Научно-исследовательского комитета МНР в 1931 г. – Труды Монгольск. комисс. АН СССР, № 6.
- Лискун И.Г. 1963. Вещественный состав и условия образования отложений башкаусской свиты долины р. Кубадру. – Труды Комисс. по изуч. четвертич. периода АН СССР, т. 22.
- Лискун И.Г. 1965а. Диагенез осадков эпохи плейстоцена как показатель условий их формирования (на примере Чуйской котловины Горного Алтая). – Изв. АН СССР, серия геол., № 9.

- Лискун И.Г. 19656. Условия формирования верхнегорбийских конгломератов в Зайсанской впадине и их стратиграфическое значение. - Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 40, вып. 4.
- Лискун И.Г. 1967. К вопросу о верхнегорбийских конгломератах Зайсанской впадины. - Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 33.
- Лискун И.Г., Девяткин Е.В. 1964. О первичных доломитах из континентальных неогеновых отложений Чуйской котловины Горного Алтая. - Докл. АН СССР, т. 158, № 2.
- Лискун И.Г., Маслов В.П. 1964. Новая известковая пресноводная сифония из четвертичных осадков Алтая. - Докл. АН СССР, т. 156, № 6.
- Лунгерсгаузен Г.Ф., Раковец О.А. 1957. О границе третичной и четвертичной систем на Горном Алтае. - В кн. "Тезисы докладов на Всесоюзном межведомственном совещании по изучению четвертичного периода. Секция Восточной Сибири", т. 5. М., Изд-во АН СССР.
- Лунгерсгаузен Г.Ф., Раковец О.А. 1958. Некоторые новые данные о стратиграфии третичных отложений Горного Алтая. - Труды Всес. аэрогеол. треста, вып. 4.
- Лунгерсгаузен Г.Ф., Раковец О.А. 1961. О границе третичной и четвертичной систем на Горном Алтае. - В кн. "Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода", т. 3. М., Изд-во АН СССР.
- Маринов Н.А. 1957. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М., Изд-во АН СССР.
- Маслов В.П. 1960. Строматолиты (их генезис, метод изучения, связь с фашиями и геологическое значение на примере ордовика Сибирской платформы). - Труды ГИН АН СССР, вып. 41.
- Мацуй В.М. 1966а. Палеогеография четвертичного периода северо-востока Казахстана. - В кн. "Четвертичный период Сибири". М., "Наука".
- Мацуй В.М. 19666. Стратиграфия антропогенных отложений Северо-Восточного Казахстана. - В кн. "Тезисы Совещания по вопросу преподавания в педагогических вузах биологических, географических и геологических дисциплин и постоянной научно-исследовательской работы на кафедрах". Алма-Ата.
- Мацуй В.М., Москина О.Л. 1965. О древней долине реки Иртыша. - Изв. АН Каз. ССР, серия геол., № 6.
- Мацуй В.М., Мухамеджанов С.М., Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г. 1973. Поздний кайнозой Казахстана Прииртышья. Алма-Ата, "Наука".
- Методы изучения осадочных пород, т. 1, 2. 1957. М., Гостеолтехиздат.
- Минашкин Н.Г. 1958. Оптически ориентированные глины в почвах. - Почвоведение, № 4.
- Мурзаев Э.М. 1948. Котловина Больших Озер в Западной Монголии и происхождение ее лавашафтов. - В кн. "Труды 2-го Всесоюзного географического съезда", т. I. М., Географгиз.
- Мурзаев Э.М. 1952. Монгольская Народная Республика. Изд. 2. М., Географгиз.
- Мурзаев Э.М. 1959. Географические наблюдения в Джунгарии. - Докл. АН СССР, т. 127, № 4.
- Нейбург М.Ф. 1926. Предварительный отчет о командировке в Северо-Западную Монголию в 1924 г. - Труды Геол. и минер. музея АН СССР, т. 5, вып. 6.
- Нейбург М.Ф. 1928а. Ископаемая растительность Зайсанской котловины. - Природа, № 11.
- Нейбург М.Ф. 19286. О материалах Ашутасской экспедиции Геологического музея АН СССР. - Докл. АН СССР, № 20-21.
- Нейбург М.Ф. 1929. Геологические исследования в районе хр. Батыр-Хайрхан (Северо-Западная Монголия) в 1926 г. - Материалы Комисс. по исслед. Монгольской и Танну-Тувинской народных республик и Бурят-Монгольской АССР, вып. 7.
- Нехорошев В.П. 1928. Геологическое строение и полезные ископаемые Зайсанского края. - Зап. Сибирск. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 18, № 1.
- Нехорошев В.П. 1931. Материалы к познанию кайнозойской истории Зайсанского края. - Труды Глав. геол.-развед. упр., вып. 2.
- Нехорошев В.П. 1932. Четвертичные отложения Саура и прилегающей части Зайсанской котловины и их связь с оледенением. - Труды Комисс. по изуч. четвертич. периода АН СССР, вып. 2.
- Нехорошев В.П. 1934. Зайсанская синклинали. - Проблемы сов. геол., № 1.
- Нехорошев В.П. 1936. Новые данные по геологии Большого Алтая. - В кн. "Большой Алтай", т. 2. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Нехорошев В.П. 1941а. Хребет Саур. Очерки по геологии Сибири, вып. 9. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Нехорошев В.П. 19416. Четвертичные отложения северных районов Восточного Казахстана. - В кн. "Геология СССР", т. XX, ч. I. М., Гостеолтехиздат.
- Нехорошев В.П. 1958. Геология Алтая. М., Гостеолтехиздат.
- Обручев В.А. 1900. Центральная Азия, Северный Китай, Тянь-Шань. Отчет о путешествии в 1892-1894 гг., т. I. СПб.

- Обручев В.А. 1915. Ворота в Китай. Географический и геологический очерк Пограничной Джунгарии. – Изв. Русск. геогр. об-ва, т. 51, вып. 5.
- Обручев В.А. 1933. Пограничная Джунгария, т. 3, вып. 1. Л., Изд-во АН СССР.
- Обручев В.А. 1940. Пограничная Джунгария, т. 3, вып. 2. М.–Л., Изд-во АН СССР.
- Обручев В.А. 1948. Пограничная Джунгария. – Землеведение, № 2 (42).
- Парфенова Е.И. 1956. Исследование минералов подзолистых почв в связи с их генезисом. – В кн. "Кора выветривания", вып. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Певзнер М.А., Девяткин Е.В., Лискун И.Г. 1970. Некоторые результаты палеомагнитных исследований мезо-кайнозойских отложений разреза Алтан-Тээли (Западная Монголия). – Труды Сов.-Монгольск. эксп., вып. 2.
- Перельман А.И. 1954. К вопросу о геохимических условиях образования красноцветной формации. – Докл. АН СССР, т. 94, № 2.
- Перельман А.И. 1965. Геохимия эпигенетических процессов. М., "Недра".
- Разумова В.Н. 1960. Природа красных и зеленых окрасок пород красноцветных формаций мезо-кайнозоя. – Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Разумова В.Н. 1961. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана. – Труды ГИН АН СССР, вып. 46.
- Разумовская Е.Э. 1946. О стратиграфии Монгольского Алтая. – Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Раковец О.А. 1966. Основные результаты по изучению кайнозойских отложений Горного Алтая. – Изв. Алтайск. отд. Геогр. об-ва СССР, вып. 7.
- Ратеев М.А. 1958. Пространственное размещение глинистых минералов в современных и древних водоемах и их генетические связи с физико-географическими факторами осадконакопления. – В кн. "Материалы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР". М., Изд-во АН СССР.
- Ратеев М.А. 1960. Роль климата и тектоники в генезисе глинистых минералов осадочных пород. – В кн. "Доклады к собранию Международной комиссии по изучению глин". М., Изд-во АН СССР.
- Рачковский И.П. 1928. Маршрутные исследования в южной части Западной Монголии. – В кн. "Отчет о деятельности АН СССР за 1927 г.", т. 2. Л., Изд-во АН СССР.
- Рачковский И.П., Лебедева З.А. 1932. Краткий отчет о результатах работ геологического отряда экспедиции АН СССР в 1931 г. – Труды Монгольск. комисс. АН СССР, № 6.
- Рачковский И.П. 1933. В Монголии. Геологический отряд. – В кн. "Экспедиция АН СССР в 1932 г.". Л., Изд-во АН СССР.
- Ренгартен Н.В., Константинова Н.А. 1965. Роль фашиально-минералогического анализа в реконструкции климата антропогена. – Труды ГИН АН СССР, вып. 137.
- Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., "Мир", 1965.
- Решение Совещаний по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1959.
- Рождественский А.К. 1954. Местонахождение верхнетретичных млекопитающих на западе Монгольской Народной Республики. – Труды Монгольск. комисс. АН СССР, № 59.
- Рухин Л.Б. 1948. Проблемы происхождения красноцветных толщ. – Вести. ЛГУ, № 7.
- Рухин Л.Б. 1959. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат.
- Сапожников В.В. 1907. Поездка в Юго-Восточный Алтай и на окраину Монголии. Предварительное сообщение. – Изв. Томск. ун-та, кн. 28.
- Сапожников В.В. 1949. Монгольский Алтай в истоках Иртыша и Кобдо. – В кн. "По Русскому и Монгольскому Алтаю". М., Географгиз.
- Сапожников Д.Г. 1942. Известково-доломитовый ил из озера Балхаш. – Докл. АН СССР, т. 36, № 4–5.
- Сапожников Д.Г. 1951а. Закономерности осадкообразования в озере Балхаш и некоторые вопросы литологической теории. – В кн. "К вопросу о состоянии науки об осадочных породах". М., Изд-во АН СССР.
- Сапожников Д.Г. 1951б. Современные осадки и геология озера Балхаш. – Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 132, серия геол., № 53.
- Сауков А.А. 1961. Эволюция факторов миграции элементов в геологической истории. – Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Сауков А.А. 1966. Геохимия. М., "Наука".
- Селиверстов Ю.П. 1957. О соотношении аллювиальных и ледниковых образований в горах Южного Алтая. – Вести. ЛГУ, № 6.
- Селиверстов Ю.П. 1959. Основные вопросы корреляции разрезов кайнозойских отложений Зайсанской впадины. – Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 15.
- Селиверстов Ю.П. 1961. К стратиграфии антропогеновых образований Северо-Восточного Казахстана и Алтая. – Материалы по четвертич. геол. и геоморфол. СССР, № 3.

- Селиверстов Ю.П. 1966. Неоген-четвертичные образования и некоторые вопросы палеогеографии гор и впадин юга Сибири (Алтай, Саяны, Тува). - В кн. "Четвертичный период Сибири". М., "Наука".
- Соколов Д.С. 1951. Основные условия развития карста. - Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 26, вып. 2.
- Соколов Д.С. 1962. Основные условия развития карста. М., Госгеолтехиздат.
- Страхов Н.М. 1947а. Железородные фации и их аналоги в истории Земли. - Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 73, серия геол., № 22.
- Страхов Н.М. 1947б. Карбонаты в осадках современных лагун и их значение для проблемы карбонатообразования. - Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 22, вып. 2.
- Страхов Н.М. 1948. Распределение железа в осадках озерных и морских водоемов и факторы, его контролирующие. - Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Страхов Н.М. 1953. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. - Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Страхов Н.М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. - Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Страхов Н.М. 1954. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР.
- Страхов Н.М. 1958. Факты и гипотезы в вопросе об образовании доломитовых пород. - Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Страхов Н.М. 1960. Основы теории литогенеза, т. 1-2. М., Изд-во АН СССР.
- Страхов Н.М. 1962. Основы теории литогенеза, т. 3. М., Изд-во АН СССР.
- Страхов Н.М., Залманзон Э.С. 1955. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. - Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Сычевская Е.К., Девяткин Е.В. 1962. Первые находки рыб из неогеновых и нижне-четвертичных отложений Горного Алтая. - Докл. АН СССР, т. 141, № 1.
- Тектоника Евразии. 1966. Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, м-б 1:5 000 000. М., "Наука".
- Феофилова А.П. 1966. Переход угленосных отложений карбона в соленосные отложения перми в Западном Донбассе. - Труды ГИН АН СССР, вып. 140.
- Чумаков И.С. 1965. Кайнозой Рудного Алтая. - Труды ГИН АН СССР, вып. 138.
- Чухров Ф.В. 1955. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР.
- Шанцер Е.В. 1951. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. - Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 135, серия геол., № 55.
- Шанцер Е.В. 1966. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., "Наука".
- Швецов М.С. 1948. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат.
- Штеренберг Л.Е. 1965. К диагностике карбонатных минералов методом окрашивания. - Литол. и полезн. ископ., № 2.
- Шукина Е.Н. 1940. К истории развития современного рельефа верхнего плеса долины р. Иртыша. - В кн. "Материалы по геологии Рудного Алтая". М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Шукина Е.Н. 1960. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая. - Труды ГИН АН СССР, вып. 26.
- Ярилова Е.А., Парфенова Е.И. 1957. Новообразованные минералы в почвах. - Почвоведение. № 9.
- Berkey C.P., Morris F.K. 1927. Geology of Mongolia. In: Central Asiatic Expedition, v. II, III, N.Y.
- Borchert H. 1952. Die Bildungsbedingungen marinen Eisenerzlagern. - Chem. Erde, v. 16, N. 1.
- Clark J. 1962. Field interpretation of red beds. - Bull. Geol., Soc. America, v. 73, N 4.
- Dorsey G.E. 1926. The origin of the colour of red beds. - J. Geol., v. 34.
- Frei E., Cline M. 1949. Micromorphological studies of the greybrown podzolic-brown podzolic soil sequence. - Soil Sci., v. 68, N 4.
- Goldschmidt V.M. 1931. Der Kreislauf der Metalle in der Natur. - Metallwirtsch., Metallwiss., Metalltech., Bd. 10, N 14.
- Houten F.B. van. 1953. Origin of red-banded Early-Cainozoic deposits in Rocky Mountain region. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 32, N 11.
- Kielan-Jaworowska Z. 1966. Third. 1965. Polish-Mongolian Palaeontological expedition to the Gobi desert and Western Mongolia. - Bull. Acad. polon. sci., ser. sci. biol., v. 14, N 4.
- Kilan-Jaworowska Z., Kowalski K. 1965. Polish-Mongolian Palaeontological expeditions to the Gobi desert in 1963 and 1964. - Bull. Acad. polon. sci., ser. sci. biol., v. 13, N 3.
- Krynine P.D. 1949. The origin of red beds. - Trans. N.Y. Acad. Sci., ser. 2, v. 11, N 3.
- Tomlinson G.W. 1916. The origin of red beds. - J. Geol., v. 24, N 8.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава I. Краткий очерк геологической изученности межгорных впадин Восточного Казахстана, Горного Алтая и Западной Монголии	7
Зайсанская впадина (Восточный Казахстан)	7
Чуйская впадина (Горный Алтай)	14
Котловина Больших Озер, Дзерженская и Бэгэрская впадины (Западная Монголия)	18
Глава II. Геологическое строение межгорных впадин Восточного Казахстана, Горного Алтая и Западной Монголии	23
Структурная характеристика впадин и стратиграфия доантропогенных отложений	23
Зайсанская впадина	23
Чуйская впадина	29
Котловина Больших Озер, Дзерженская и Бэгэрская впадины . . .	32
Стратиграфия эоплейстоценовых отложений	37
Зайсанская впадина	38
Чуйская впадина	49
Котловина Больших Озер, Дзерженская и Бэгэрская впадины . . .	62
Глава III. Генетическая и минералого-петрографическая характеристика эоплейстоценовых отложений	73
Зайсанская впадина	73
Чуйская впадина	97
Котловина Больших Озер, Дзерженская и Бэгэрская впадины . . .	122
Глава IV. Палеогеографические условия формирования эоплейстоценовых отложений в изученных межгорных впадинах	143
Фациальный состав и его изменение во времени	143
Минералогический состав осадков и характер их преобразований как отражение влияния климата и других палеогеографических условий осадко-накопления	148
Основные выводы	158
Заключение	162
Литература	164

CONTENTS

Introduction	5
Chapter I. A brief description of the state of geological knowledge of intermountane depressions of East Kazakhstan, Mountain Altai and West Mongolia	7
Zaisan depression (East Kazakhstan)	7
Chuiya depression (Mountain Altai)	14
The basin of the Great Lakes, Dzerzen and Beger depressions (West Mongolia)	18
Chapter II. Geological structure of intermountane depressions of East Kazakhstan, Mountain Altai and West Mongolia	23
Structural characteristic of depressions and stratigraphy of pre-Anthropogen deposits	23
Zaisan depression	23
Chuiya depression	29
Basin of the Great Lakes, Dzerzen and Beger depressions	32
Stratigraphy of Eopleistocene deposits	37
Zaisan depression	38
Chuiya depression	49
Basin of the Great Lakes, Dzerzen and Beger depressions	62
Chapter III. Genetic and mineralogic-petrographic characteristic of Eopleistocene deposits	73
Zaisan depression	73
Chuiya depression	97
Basin of the Great Lakes, Dzerzen and Beger depressions	122
Chapter IV. Paleogeographical conditions of formation of Eopleistocene deposits in studied intermountane depressions	143
Facies composition and its change in time	143
Mineralogical composition of sediments and character of their transformation as reflection of influence of climate and other paleogeographical conditions of sedimentation environment	148
Main conclusions	158
Summary	162
Bibliography	164

Ирина Гавриловна ЛИСКУН
ЗОПЛЕЙСТОШЕН МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН
ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом

Редактор издательства Н.М. Митяшова
Художник Л.А. Грибов
Художественный редактор В.А. Чернецов
Технический редактор Г.П. Каренина

Подписано к печати 9/1 – 75 г. Т – 02107
Усл.печ.л. 15,75 (15,05+0,70 вкладки). Уч.-изд. л. 15,1
Формат 70 х 108 1/16 Бумага офсетная № 1
Тираж 650 экз. Тип. зак. 1541.
Цена 1 р. 51 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука"
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 51 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»