

ПАЛЕОГЕН

ВОСТОЧНОГО
УЗБЕКИСТАНА



ФАН

С. Х. МИРКАМАЛОВА, Г. А. БЕЛЕНЬКИЙ,
С. Д. МОРОЗОВ, Н. Д. АРАПОВА,
Р. Н. ИБРАГИМОВ, У. М. РАСУЛОВ,
И. Г. БЕЛЕНЬКАЯ

ПАЛЕОГЕН ВОСТОЧНОГО УЗБЕКИСТАНА

(ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ
И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ)

*Теодору Осеновичу
на добрую память
от авиатора
Морозов*



Книга является результатом исследований палеогеновых отложений Восточного Узбекистана, проведенных Проблемной лабораторией стратиграфии и геохронологии Ташкентского государственного университета им. В. И. Ленина совместно с литолого-стратиграфической партией КГСПЭ Министерства геологии УзССР.

Главная цель изучения — разработка единой для всей исследуемой территории стратиграфической схемы расчленения палеогеновых отложений и построение на этой основе палеогеографических карт.

На основе стратиграфии и литолого-фациального изучения пород мы имели возможность показать палеогеографическое и тектоническое развитие территории Восточного Узбекистана в палеогеновый период и в связи с этим рассмотреть распространяющиеся в палеогене полезные ископаемые.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

Ответственный редактор
заслуженный геолог УзССР
доц. *Е. А. КОЧНЕВ*

СОДЕРЖАНИЕ

	стр.
Введение	3
История исследования	5
Стратиграфия	11
Литолого-петрографический очерк	37
Характеристика фациальных комплексов	55
Палеотектоническое развитие Восточного Узбекистана в палеогене	71
Палеогеографическая характеристика	81
Заключение	99
Литература	100

Редактор *Р. Вайнштейн*
Технический редактор *Х. У. Карабаева*
Корректор *В. Парамонов*

Р05503. Слано в набор 30/XI-1970 г. Подписано к печати 6/II-1971 г. Формат 70×108^{1/16}—3,25 бум. л., 9,1 печ. л.
Уч-изд. л. 9,8. (2 вкл.). Изд. № 652. Тираж 500. Цена 98 к.

Типография издательства „Фан“ УзССР, Ташкент, ул. Черданцева, 21. Заказ 238.
Адрес издательства: Ташкент, ул. Гоголя, 70.

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа по составлению литолого-палеогеографических карт палеогена является продолжением аналогичных работ, начатых в 1960 г. по Приташкентскому району (Беленький, Миркамалова, 1965) и продолженных в 1963—1966 гг. для Восточного Узбекистана.

Под Восточным Узбекистаном подразумевается не только территория, ограниченная республиканской границей Узбекской ССР, но и примыкающие к ней участки Киргизии, Таджикистана, Туркмении и Казахстана, служащие продолжением таких регионов, как Ферганская депрессия, Юго-Западные отроги Гиссарского хребта, Зирабулак-Зияятдинские и Нуратинские горы. Для полноты отображения литолого-палеогеографической обстановки в состав изучаемой территории включены Приташкентские чули вместе с примыкающей к ним площадью Восточных Кызылкумов, а также Таджикской депрессией (рис. 1). Последнюю мы изучали только в течение одного полевого сезона (описаны разрезы палеогена в районах селений Ишкабад, Шурабсай и проведены литолого-фациальные наблюдения в пунктах Вахшивар, Сангардак, Тупалангдарья, Аксу и Туткаул), поэтому мы воспользовались материалами геологов Таджикского геологического управления, выполнявших аналогичные исследования по палеогену в 1962—1963 гг.

Таким образом, площадь, для которой составлены литолого-палеогеографические карты, имеет следующие границы: на юге и востоке — государственная граница СССР; на северо-востоке — Ферганский и Таласский хребты; на севере — бассейн р. Арьсь, поднятие Карақтау, колодцы Дорткудук-Нурасы; на западе — колодец Аяккудук, г. Бухара, железнодорожная станция Караулбазар.

Исследования проведены под руководством проф. С. Х. Миркамаловой и главного палеогеографа КГСПЭ Е. А. Кочнева. Основные исполнители — проф. С. Х. Миркамалова, доц. Г. А. Беленький, научные сотрудники Проблемной лаборатории «Стратиграфия и геохронология» Р. П. Ибрагимов и С. Д. Морозов. Кроме того, в полевых работах принимали участие У. М. Расулов, дипломант И. Г. Беленькая, студенты Р. Узбеков, И. М. Приходский, а в камеральных работах — доц. Н. Д. Арапова, стажер Н. И. Сакина, мл. научный сотр. С. Е. Лебедянская.

Главная цель проводившихся исследований — разработка единой для всей исследуемой территории стратиграфической схемы расчленения палеогеновых отложений и построение литолого-палеогеографиче-

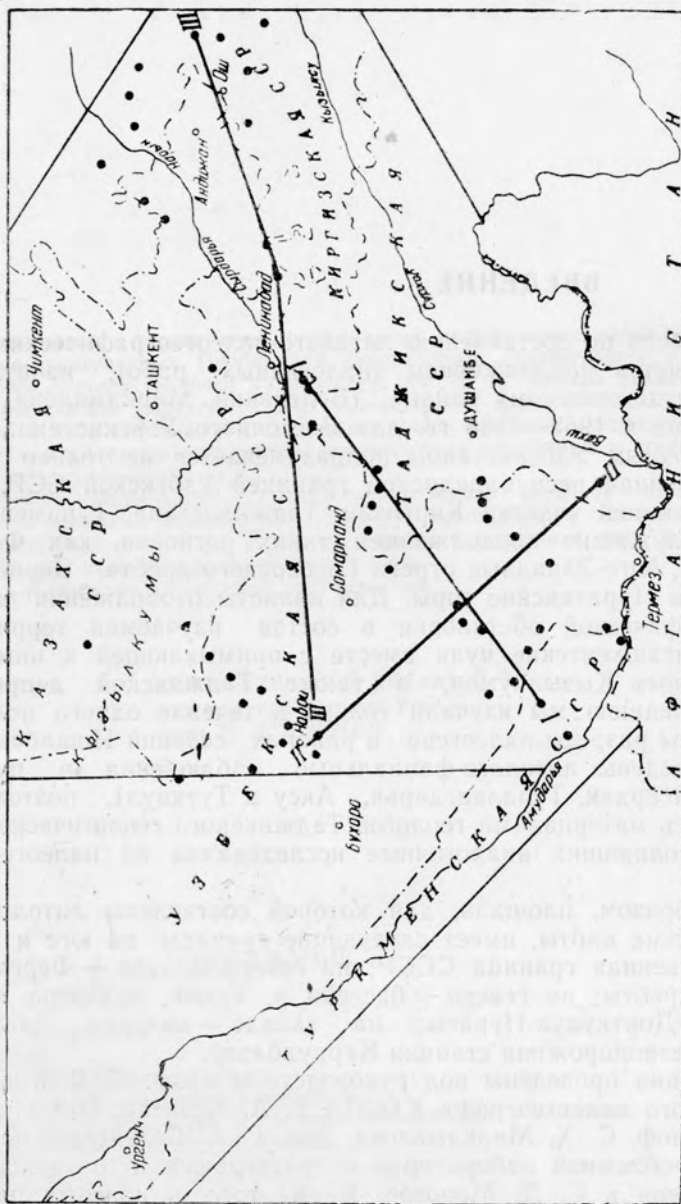


Рис. 1. Район исследования палеогеновых отложений. Кружочками обозначено место расположения разреза; I—I, II—II, III—III — линии профилей.

ских карт для следующих интервалов палеогенового времени: даний — ранний палеоцен, поздний палеоцен, ранний эоцен, средний эоцен, поздний эоцен и олигоцен без расчленения.

Петрографические, химические, термические, иммерсионные и спектральные исследования проводили в соответствующих лабораториях Министерства геологии УзССР и Ташгосуниверситета.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

К настоящему времени литература, посвященная геологии Приташкентского района, Ферганы, Таджикской депрессии, Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта, Юго-Восточных Кызылкумов, очень обширна, поэтому при составлении данного очерка мы решили обратить внимание только на работы, в которых разбираются вопросы стратиграфии и палеогеографии палеогена, являющиеся основными в решении поставленных задач.

Знакомство с историей геологического изучения Средней Азии начнем со второй половины XIX столетия, когда благодаря работам русских исследователей были получены первые наиболее достоверные данные как по геологии вообще, так и по стратиграфии в частности. Русские ученые Н. А. Северцев в 1873 г., И. В. Мушкетов в 1886—1915 гг. и Г. Д. Романовский в 1878—1890 гг. вписали яркие страницы в историю познания Средней Азии.

Г. Д. Романовский создал первую палеонтологическую монографию по Средней Азии «Материалы для геологии Туркестанского края» (1878) и в ней первую схему расчленения мезокайнозойских отложений, в которых выделил два яруса — восточный и западный. Первый назвал ферганским, второй — сырдарьинским. Оба яруса Г. Д. Романовский относит к «верхнему отделу меловой почвы», но считает, что сырдарьинский древнее ферганского. Третичные породы он подразделяет на верхние (неогеновые) и нижние (палеогеновые) отложения, отмечая при этом, что проведение границы между верхним мелом и палеогеном сопряжено с большими трудностями.

Наиболее крупное событие в истории геологического изучения Ферганы, Приташкентского района, да и всей Средней Азии в целом — это труд Д. И. Мушкетова «Туркестан» (1886). Не имея возможности остановиться хотя бы кратко на всех вопросах, поднятых в монографии, подчеркнем только, что И. В. Мушкетов указал на соединение третичных и меловых бассейнов Гиссара, Алая, Ферганы и Тарима, а также на широкое распространение палеогеновых отложений в районе Кызылкумов.

В истории изучения геологического строения Средней Азии большая роль отводится геологосъемочным работам, начатым В. Н. Вебером и И. В. Мушкетовым в 1909 г.

В 1908—1910 гг. появляются в свет работы А. Фааса и Д. В. Соколова, посвященные стратиграфии и описанию фауны меловых и третичных отложений Ферганы. Д. В. Соколов, пересматривая часть палеонтологического материала Г. Д. Романовского, нашел возможным весь ферганский ярус Романовского отнести к палеогену.

Нижняя граница палеогена в Ферганской долине стала проводиться по подошве слоев с *Gryphaea romanovskyi* Böhm., выше которых Д. В. Соколов выделил горизонт с *Gryphaea esterhazyi* Pav., а верхняя — над горизонтом малиновых глин с *Exogyra ferganensis* Rom.

Следующая большая работа, касающаяся палеогеновых отложений Средней Азии, — монография «Андижанское землетрясение» Ф. Н. Чернышева, М. М. Бронникова, В. Н. Вебера и А. К. Фааса (1910). Авторы впервые детально описали меловые и третичные отложения у кишлаков Сузак и Чангырташ.

Э. Ф. Гориздро-Кульчицкая в своей работе «Материалы к изучению фауны третичных отложений Туркестана» (1915) подробно описывает эти отложения по Бельдерсаю, определяя их возраст как эоценовый. В Бельдерсае впервые выделяет олигоценые слои, аналоги которых, по ее данным, имеются и в других районах Средней Азии.

Изучая геологическое строение бассейна р. Чирчик, Э. Ф. Гориздро-Кульчицкая выразила мнение о тождественности *Gryphaea gotanovskiyi* Böhm. и *Gryphaea esterhazyi* Pav.

Наиболее детальные данные по стратиграфии мезокайнозойских отложений для Центральной Бухары опубликованы С. Н. Михайловским в 1914 г. Уже в то время он установил некоторые основные этапы стратиграфической последовательности отложений палеогена.

В 1913—1915 гг. в Кызылкумах вел исследования А. Д. Архангельский. Результаты его наблюдений были опубликованы лишь в 1931 г., но уже тогда, наряду с меловыми, он описал осадки третичной системы, особенно выделяя морские, представленные зелеными глинами, которые выше замещаются толщей красноцветных отложений, вероятно, континентального происхождения.

А. Д. Архангельский в работе «Верхнемеловые отложения Туркестана» (1915) описал слои с *Ostrea hemiglobosa* Rom., лежащие непосредственно под ферганским ярусом, и назвал их сузакским ярусом, отнеся последний к эоцену, а слои, его подстилающие (гипсовая толща), — к верхнему мелу.

Позже А. Д. Архангельский к сузакскому ярусу отнес часть гипсовой толщи, содержащей известняки со *Sphenia rostrata* Lam., а его возраст определил как палеоцен и нижний эоцен.

Большое значение для изучения третичных отложений Средней Азии имели работы К. П. Калицкого, который в 1913—1932 гг. описал ряд разрезов третичных отложений по всей Фергане. Основная его заслуга в том, что он впервые дал очень детальное описание разрезов и выделил маркирующие горизонты, которые обозначил буквами латинского алфавита.

Э. Ф. Гориздро-Кульчицкая (1925), описывая гидрогеологию бассейнов рек Чирчика, Ангрена и Келеса, кратко охарактеризовала меловые и третичные отложения горы Кынграк и Дарбазинской структуры. Автор отметила присутствие в Ташкентском районе слоев с *Sphenia rostrata* Lam. ниже зеленых глин, выделенных впоследствии как сузакский ярус.

В том же году П. И. Бутов, С. Ф. Машковцев и В. А. Николаев (1925) указали на наличие в правобережье р. Зарафшан отдельных выходов «белой свиты», представленной известняками и гипсами с *Sphenia rostrata* Lam., *Modiolus jeremejewi* Rom. и др.

В 1926 г. Д. В. Наливкин опубликовал «Очерк геологии Туркестана», очень большой труд по геологии Средней Азии. Для Приташкентского района он указал на различное строение разреза палеогена по левобережью и правобережью Чирчика.

В 1927 г. Н. А. Кудрявцев, изучая геологические условия Шурасанского района, где развиты также и третичные отложения, сопоставил отложения палеогена с Ферганским разрезом, описанным К. П. Калицким, и выявил общие черты.

Н. Ф. Безобразова (1927) изучала стратиграфию северо-восточной части Приташкентского района. Е. В. Иванов (1928) указал на фациальное различие разрезов эоцена, расположенных по правому и левому берегам р. Чирчик. По правобережью развиты преимущественно глины, а левобережью — глины и песчаники с *Gyrphaea esterhazyi* Pav. К северу от р. Чирчик эта форма не отмечена, зато широко развита в разрезах палеогена Ферганской долины. Это различие Д. В. Наливкин (1928) считает основным для разрезов эоцена Приташкентского района и Ферганской долины.

В 1929 г. Н. Ф. Безобразова составила карту распространения меловых и третичных отложений в предгорьях северо-западных склонов Кураминского хребта, а для левобережья Чирчика (1930) подтвердила данные З. Ф. Гориздро-Кульчицкой о залегании *Sphenia rostrata* Lam. ниже известняков с *Ostrea strictiplicata* Raul. et Delb.

В 1929 г. В. С. Слодкевич определил и описал фауну из гипсоносных известняков по материалам Е. В. Иванова (Ташкентский район), П. К. Чихачева (Кызылкумы), В. Н. Вебера и Д. И. Мушкетова (Фергана). Им определены *Corbula* (*Sineocorbula*) *biangulata* Desh., *Corbula* (*Sineocorbula*) *angulata* Lam. и установлен новый вид *Corbula* (*Sineocorbula*) *turkestanensis*. Он отметил, что слои, заключающие остатки этой фауны, могут относиться к палеоцену или нижнему эоцену.

В том же году на площади Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта была начата планомерная геологическая съемка десятиверстного масштаба. Результаты этой работы частично опубликованы в сборнике «Геология Узбекской ССР» (1937), где в статьях Р. А. Бурачека, С. И. Ильина и П. П. Чуенко дано геологическое описание интересующей нас области и стратиграфии палеогеновых отложений.

Большое значение в изучении палеогеновых отложений Средней Азии имеют работы О. С. Вялова, который впервые (1936) предложил название «бухарский горизонт» для пористых известняков с фауной.

Он также составил схему деления палеогеновых отложений Ферганской долины, которая в дальнейшем была применена им для расчленения палеогена Таджикской депрессии (1937, 1939) и Приташкентского района. Разделение палеогена на ярусы автор провел на основании монографического изучения устричной фауны. Им выделены бухарский (*Corbula angulata* Lam., *Corbula asiatica* Vial., *Modiola jeremejewi* Rom.), сузакский (*Ostrea hemiglobosa* Rom.), алайский (*Ostrea turkestanensis* Rom., *O. multicostata* Desh., *O. gorizdroae* Viol.), туркестанский (*Fatina esterhazyi* Pav.), риштанский (*Platigena asiatica* Rom.), исфаринский (*Isocardia eichwaldiana* Rom.), ханабадский (*Ostrea tianschanensis* Rom.) и сумсарский (*Exogyra galeata* Rom., *E. ferganensis* Rom.) ярусы.

Следует отметить, что некоторые исследователи (Бурачек, 1937; Келлер, 1950; Коробков, 1954) считают выделенные О. С. Вяловым ярусы более дробными местными стратиграфическими подразделениями. Они предлагают называть ярусы О. С. Вялова горизонтами или свитами¹, указывая, что для каждой системы должно существовать эталонное яруемое подразделение, с которым можно сравнивать конкретные местные стратиграфические схемы.

В работах по Таджикской депрессии О. С. Вялов (1937, 1939) выделит три основных типа разреза: центральный, восточный и северо-западный, из которых центральный наиболее полный.

¹ На основании решения палеогеновой комиссии Междуведомственного стратиграфического комитета ярусы схемы О. С. Вялова следует именовать свитами.

Работы С. И. Ильина, Н. П. Гусева (1937), Н. А. Швемберга (1937), М. С. Швецова (1937) посвящены изучению Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта. Этими авторами описаны разрезы верхнемеловых и третичных отложений.

В 1938—1939 гг. Н. К. Быковой приведено стратиграфическое распределение фораминифер в палеогеновых отложениях для Гиссар-Зарафшанской горной системы, некоторых разрезов Таджикской депрессии и Гузар-Керкинского района.

В районе Кызылкумов в 1936—1940 гг. палеогеновые отложения изучались С. А. Кушнарём. Он описал разрезы этих отложений в Агитминской и Каракатинской котловинах и дал сводные разрезы для Минбулакской и Калантайской котловин.

Н. Е. Минакова в 1941 г. установила и подтвердила фаунистически наличие бухарского, сузакского и алайского ярусов в толще морского палеогена Приташкентского района — по долине р. Джилга, в Дарбазинской структуре, в Кынграке, в разрезе Каменной горы и урочище Азатбаш.

З. А. Федорова (1945), изучая литологию известняков бухарской свиты Таджикской депрессии, отметила, что толща бухарских пород отлагалась в условиях неглубокого полузакмкнутого моря, в жарком климате, при непрерывном колебании дна бассейна.

О. С. Вялов (1947) дал возможную схему сопоставления разрезов палеогена Средней Азии с Туркменией и Кавказом.

В том же году Г. А. Беленький и С. Х. Миркамалова провели геологическую съемку в изучаемом районе и стратиграфическое расчленение палеогеновых отложений по схеме О. С. Вялова.

В 1949 г. С. Х. Миркамалова на основе монографической обработки двустворчатых моллюсков, используя данные Н. Е. Минаковой по фораминиферам, расчленила палеоген Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта, сопоставив с Ферганой и Таджикской депрессией.

В то же время Н. Е. Минаковой (1948) для Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта на основании определения фауны фораминифер произведено расчленение разрезов верхнемеловых и палеогеновых отложений и сопоставление их между собой.

А. Г. Бабаев, изучая нефтеносность Бухарской депрессии, выделил Шахрисабзский, Яккобагский и Гузарский районы, где в первую очередь следует форсировать разведку палеогеновой нефти.

Специальные исследования бухарских слоев в Западном Узбекистане проведены А. А. Гойжевским (1949), установившим уменьшение их мощности с востока на запад. Кроме того, он отметил, что бухарская свита в южной части рассматриваемого района представлена гипсодоломитовыми и карбонатными породами, а в северной — карбонатными.

В монографии Р. Ф. Геккера, А. И. Осиповой и Т. Н. Бельской (1962) весьма детально освещаются осадки и история развития Ферганского палеогенового залива, условия обитания в нем фауны и флоры и многие другие вопросы.

С. Н. Симаков (1952) опубликовал работу по стратиграфии палеогена Ферганы и Таджикской депрессии, в которой поставил вопрос о необходимости пересмотра схемы стратиграфии палеогена Средней Азии, предложенной О. С. Вяловым. Особенно существенные коррективы С. Н. Симаков внес в схему стратиграфии согдийского отдела и нижнеферганского подотдела палеогена. «Каратагский комплекс фауны» он отнес к сузакской свите и указал на более широкое вертикальное распространение развитых в «капланбекском комп-

лексе» корбулид, которые в разрезе Исфары поднимаются даже в алайскую свиту.

Н. К. Быкова (1939, 1953), изучавшая фораминиферы Ферганы, также отнесла каратагские мергели к сузакским слоям. Границу между палеоценом и эоценом она провела не по кровле каратагского горизонта, как это делалось раньше, а внутри сузакских глин.

В работах Л. В. Мироновой (1953, 1954, 1960), занимавшейся вопросами возраста и фациальных особенностей бухарских отложений, мы находим возражения, возникшие в связи с работой С. Н. Симакова. Она установила одновозрастность капланбекского и каратагского комплексов, а бухарские слои отнесла к верхнему палеоцену.

Изучением палеогеновых отложений на территориях Кызылкумов (1952) и Ферганы (1953) занималась В. Т. Балахматова. Она считает, что связь между среднеэоценовыми (алайский век) морскими бассейнами Кызылкумов и Ферганы отсутствовала, так как ассоциации фораминифер названных областей различны. Рассматривая комплекс моллюсков каратагского типа из Ферганской долины (1953), она отметила сходство этой фауны с фауной нижнесаратовской свиты Поволжья и палеоценовыми слоями Таджикской ССР, Кавказа, Крыма и Украины.

В 1955 г. палеоген Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта и Кызылкумов изучал К. А. Сотириади.

В статьях А. И. Осиповой (1956) освещены вопросы стратиграфии и условия обитания фауны моллюсков палеоцена, нижнего и верхнего эоцена Ферганы и Таджикской депрессии.

В 1955—1956 гг. Р. К. Тенишева изучала палеогеновые отложения Шурассанской антиклинали. Однако уточнение стратиграфической схемы района выразилось лишь повышением кровли бухарской свиты на 1,68 м.

Литологию палеогена Ферганы систематически изучал А. М. Габрильян, который описал в ряде статей историю развития Ферганы и Таджикской депрессии и впервые дал палеогеографические схемы для Ферганского бассейна в меловую и палеогеновую эпохи. Ферганский палеогеновый бассейн представлял, по А. М. Габрильяну (1948), мелководный залив, который в начале и конце своего существования превращался в соленую лагуну (бухарский, сузакский и сумсарский века), а в остальное время имел нормальный морской режим.

Начиная с 1944 г. А. М. Габрильян много внимания уделил изучению минералогического и гранулометрического состава осадков, их пористости и т. д., а также вопросам ритмостратиграфии. Предложенная схема ритмостратиграфии (Габрильян, 1951) позволила ему провести увязку разрезов всех частей депрессии и внести коррективы в определение возраста отдельных свит. По-новому осветились, например, такие вопросы, как параллелизация карбонатной пачки «сузакского яруса» Северной Ферганы с отложениями Южно-Ферганской полосы; стратиграфическое положение красноцветных гравийно-песчаных пород, залегающих в Северной Фергане под карбонатными горизонтами «алайского яруса»; и целый ряд других. Получил обоснование палеоценовый возраст гипсоносной пачки (гипсы Гознау) Абширского, Наукатского и Чангырташского разрезов, ранее относившийся к данию.

Результаты многолетних исследований палеогеновых отложений в Приташкентском районе и Кызылкумах приведены С. Х. Миркамаловой (1954, 1956, 1958), которая детально разработала вопросы стратиграфии и дала монографическое описание моллюсков. Отложения

палеогена на исследованной территории подразделены автором на два типа разрезов — кызылкумский и приташкентский, для которых применяется схема расчленения палеогена О. С. Вялова, предложенная им ранее для Ферганской долины. Здесь выделяются следующие стратиграфические единицы: палеоцен (бухарская свита); нижний эоцен (сузакская свита); средний эоцен (алайская и туркестанская свиты); верхний эоцен — нижний олигоцен (риштанская, исфаринская и ханабадская свиты) и средний олигоцен (сумсарская свита).

Кроме расчленения и сопоставления разрезов палеогена по указанным выше районам, автор впервые для этой территории привел схематические палеогеографические карты по палеоцену, нижнему, среднему и верхнему эоцену и осветил историю развития регионов в палеогеновое время.

Е. В. Грецишникова и Г. И. Хасина изучали фораминиферы меловых и палеогеновых отложений на территории Западного Узбекистана и сопредельных районов Туркмении и Таджикистана. Наряду с целым рядом вопросов, они уделили внимание стратиграфии палеогеновых отложений Таджикской депрессии от бухарских до сумсарских слоев включительно. По каждому из этих стратиграфических подразделений они выделили характерные комплексы фораминифер и других органических остатков, а также разобрали вопрос о возрастной принадлежности слоев и отметили их фациальные изменения на изученной территории.

В 1961 г. К. А. Сотириади и Ю. В. Каеш изучали палеогеографическую обстановку и фациальные условия мезозойских и палеогеновых отложений Бухаро-Хивинского нефтеносного бассейна.

В то же время К. В. Бабков и Г. П. Крейденков в центральной части Таджикской депрессии выделили осадки нижнепалеоценового возраста, подстилающие бухарские слои. Позднее отложения этого же возраста обнаружили Г. П. Крейденков, В. С. Коробков и другие для Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта.

Сведения по палеогеографии в палеоценовое и нижнеэоценовое время для территории Кызылкумов содержатся в статьях И. А. Пяновской (1962) и Э. Ф. Цацир (1962). В конце 1962 г. опубликована статья Л. П. Кахановой и Р. П. Соболевой, в которой указывается на находку нормально-морских моллюсков верхнепалеоценового возраста у западного окончания гор Кульджуктау и в котловине, расположенной между горами Бельтау и Аристантау.

В связи с прогнозированием полезных ископаемых группа геологов ТашГУ под руководством С. Х. Миркамаловой и Г. А. Беленького с 1960 г. проводила палеогеографические исследования в Приташкентском районе. Результаты опубликованы в монографии «Палеогеография мела и палеогена Приташкентской депрессии» (1965). На основании выделения фациальных комплексов ими даны фациально-палеогеографические карты отложений палеоцена, раннего и среднего эоцена, позднего эоцена — раннего олигоцена, позднего олигоцена — раннего миоцена.

Вопросами стратиграфии, литологии и фаций палеогеновых отложений западных областей Средней Азии занималась Е. К. Шуцкая (1963), которая разработала стратиграфическую схему и предложила ее как основу для унифицированной схемы палеогена.

Итог многолетних трудов большого коллектива геологов Главгеологии УзССР — сборник «Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов» (1963). В нем рассмотрены вопросы стратиграфии от докембрия по неоген включительно.

В 1964 г. издан Атлас литолого-фациальных и геохимических карт западных районов Средней Азии для мезозоя и кайнозоя в масштабе 1:2 500 000 под редакцией Г. Х. Диккенштейна, П. С. Славина и О. В. Барташевича. Составлены карты для дат-нижнепалеоценовых, нижнеэоценовых, средне- и верхнеэоценовых, олигоценовых и нижнеолигоценовых отложений.

В то же время И. Д. Зхус занимался исследованием распределения глинистых минералов в различных генетических типах осадочных пород, выявлением взаимосвязи между факторами, определяющими природную среду образования осадков, и ассоциациями глинистых минералов, определением возможностей использования результатов изучения этих минералов для палеогеографических построений, в основном по мезозойским и третичным отложениям Ферганской и Иссыккульской впадин. Особенности ассоциации глинистых минералов в различных генетических типах изученных отложений позволили И. Д. Зхусу заключить, что их формирование происходило под влиянием трех основных факторов — климатического, тектонического и гидрохимического.

В 1963—1964 гг. Д. Д. Бузуруков изучал моллюски ханабадских слоев. Сопоставив с нижней частью чеганской свиты Северного Приаралья, отнес их к верхнему эоцену.

В то же время Я. Р. Меламед и Г. П. Крейденков предложили провести границу между палеогеном и неогеном по кровле шурьсайской свиты.

В 1966 г. Б. А. Каськов изучал фосфориты палеогена Южного Узбекистана.

Выяснением перспектив нефтегазоносности мезокайнозойских отложений Южного и Юго-Западного Узбекистана занимались М. Эгамбердыев, Н. Е. Минакова, Х. Х. Миркамалов и др. Они подтвердили ранее высказанные мнения А. Г. Бабаева и А. М. Акрамходжаева о наличии благоприятных геохимических условий для формирования нефтематеринских свит в разрезах юры, мела и палеогена и о существовании широкого стратиграфического диапазона нефтегазоносности на данной территории.

Подводя итоги краткому обзору основных палеонтолого-стратиграфических работ, можно сказать, что накоплен обширнейший материал, детально освещающий вопросы по палеогеографии и стратиграфии Средней Азии, уточнены существующие стратиграфические схемы (к сожалению, до сих пор нет единой эталонной схемы расчленения палеогеновых отложений Средней Азии). Создание такой схемы, которая бы явилась синтезом всех достижений в области макро-и микропалеонтологии, а следовательно и в области стратиграфии, палеогеографии и т. д., — основной вопрос, требующий разрешения.

Наши исследования, главная цель которых заключена в разработке одной для всей исследуемой территории стратиграфической схемы расчленения палеогеновых отложений и построении на этой основе литолого-палеогеографических карт, являются еще одной ступенью к разрешению этой основной проблемы.

СТРАТИГРАФИЯ

На территории Восточного Узбекистана и сопредельных площадей Таджикистана, Туркмении, Южного Казахстана и Киргизии широко развиты палеогеновые отложения. Вместе с меловыми осадками они

обрамляют выход палеозоя Чаткало-Кураминских гор в Приташкентском районе, Талассо-Ферганский и Алайский хребты в северо-восточной и юго-восточной частях Ферганской депрессии, Гиссарский хребет в северной части Таджикской депрессии, Зирабулак-Зияятдинские горы и западное окончание Нуратинских гор на юге и юго-востоке Кызылкумов. Небольшие выходы палеогена сохранились высоко в горах Памиро-Алайской горной системы (Сугут, Дарауткур-ган), в Туркестанском хребте (Кызылмазар, Уратепе), Зарафшанском (у г. Айни), в Гиссарском (Зидди) и других пунктах. Кроме того, палеогеновые отложения вскрыты почти во всех скважинах, пробуренных в Таджикской и Ферганской депрессиях, в Приташкентских и Каршинских чулях и Восточных и Юго-Восточных Кызылкумах.

Территория Восточного Узбекистана и прилегающих площадей занимает восточную часть среднеазиатского сектора Евразийской эпигерцинской платформы. На северо-востоке (Чаткало-Кураминские и Талассо-Ферганские горы) и юго-востоке (Памирские горы) описываемую часть платформы в палеогене занимали устойчивые поднятия, представлявшие собой области сноса; Нуратау-Туркестано-Алайская современная горная система имела режим неустойчивых поднятий, а остальная территория располагалась на протяжении палеогена ниже уровня моря и являлась областью седиментации. Различное положение областей седиментации по отношению к областям сноса, а также различные направленность и скорость колебательных движений привели к разнообразию палеогеографических условий, что выразилось в формировании различных типов осадков палеогена, а также в возникновении эндемичных биоценозов в Ферганской межгорной впадине, Таджикской депрессии, Приташкентском районе, Восточных и Юго-Восточных Кызылкумах, а также в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта.

Изучая отложения палеогена этих районов, исследователи предложили различные региональные схемы их расчленения (Калицкий, Вялов, 1935, 1939; Симаков, 1952; Быкова, 1939, 1953; Балахматова, 1952, 1953; Минакова, 1941, 1948 и др.; Беленький и Миркамалова, 1965; Миркамалова, 1954, 1956, 1958 и др.). Наиболее жизненной оказалась схема О. С. Вялова, разработанная для Ферганы, а затем распространенная на смежные районы. По этой схеме палеогеновые отложения расчленяются на бухарские, сузакские, алайские, туркестанские, риштанские, исфаринские, ханабадские и сумсарские слои, охарактеризованные преимущественно эндемичной фауной пелеципод (главным образом устриц). Возрастная датировка этих вспомогательных (местных) стратиграфических подразделений постоянно подвергается пересмотру и уточнению, особенно в пограничных интервалах: мела с палеоценом, палеоцена с эоценом, эоцена с олигоценом и последнего с миоценом.

Мы не ставим перед собой задачу конкретно решить эти весьма дискуссионные вопросы. Однако собранный нами фактический материал и анализ палеогеографической обстановки в какой-то мере позволяют уточнить и вопросы стратиграфии (см. приложение). Как уже отмечалось, целевым заданием предусматривается составление палеогеографических карт для следующих возрастных интервалов палеогена: дат-нижний палеоцен, верхний палеоцен, нижний, средний и верхний эоцен и олигоцен. Поэтому мы сначала дадим характеристику перечисленным интервалам для Восточного Узбекистана и сопредельных площадей.

ПАЛЕОЦЕН

В состав палеоцена обычно включаются отложения бухарских слоев, представленные карбонатными или гипсоносно-карбонатными осадками с типичной для этих слоев фауной. В Таджикской депрессии и в некоторых разрезах Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта эти отложения совершенно согласно залегают на толще пород, лишенной органических остатков, но подстилаемой фаунистически охарактеризованным маастрихтом (рис. 2). Учитывая такое взаимоотношение и положение этой толщи выше маастрихта и ниже достоверного палеоцена (бухарские слои), многие исследователи относили эти осадки к даниюю.

В последние годы в этой «датской» гипсово-карбонатной толще выявлен специфический комплекс моллюсков, резко отличающийся от маастрихтского и от комплексов из бухарских слоев. Проведенный К. В. Бабковым и Г. П. Крейденковым анализ этой фауны привел их к мысли о необходимости отнести отложения, заключающие эту фауну, к нижнему палеоцену и выделить их под названием акджарских слоев. Принимая такую трактовку возраста, мы должны считать отсутствующими в Средней Азии осадки дания, в чем вряд ли можно согласиться с упомянутыми исследователями, так как фаунистически доказанные датские отложения имеются в Копетдаге, Мангышлаке, низовьях Амударьи и Центральных Кызылкумах.

Если учесть, что между маастрихтом и бухарскими слоями палеоцена в пределах Восточного Узбекистана и сопредельных территорий Таджикистана (Таджикская депрессия), Киргизии (Восточная Фергана), Южного Казахстана (Приташкентские чули) и Западной Туркмении (Гаурдакская антиклиналь) залегают толща осадков мощностью до 60 м весьма изменчивого состава (гипсы, доломиты, красноцветные алевролиты и глины, глинистые известняки, иногда песчаники и гравелиты, в большей части лишенные органических остатков), то целесообразно датировать ее как дат-нижний палеоцен.

Следовательно, в составе нижнего палеогена выделяются отложения дат-нижнего и верхнего палеоцена.

Даний-нижний палеоцен

В состав отложений с индексом $Cr_2d—Pg_1^1$ включаются осадки, залегающие между фаунистически охарактеризованными маастрихтом или сеноном без расчленения и бухарскими слоями палеоцена (тенет). Несмотря на определенное положение в разрезе, эта пачка пород получила у исследователей не только различное наименование, но и датировку. В Таджикской депрессии и в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта в последнее время она выделяется под наименованием акджарских слоев, датируемых нижним палеоценом. В Южной Фергане на этом уровне располагаются гипсы Гознау, относимые в последнее время к палеоцену, а в Северной Фергане — надродиолитовый горизонт и сопоставляемые с ними красноцветы. Аналогичные по составу и положению в разрезе в Приташкентском районе имеются отложения, выделяемые под наименованием темирчинской свиты (Беленький, 1961), условно относимой к даниюю.

Комплекс пород, принимающий участие в строении этих отложений, весьма изменчив. В Таджикской депрессии и Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта преобладают гипсово-карбонатные осадки, замещающиеся в окраинных районах депрессии сначала гипсами, а затем красноцветными глинами, алевролитами и песчаниками. В Фер-

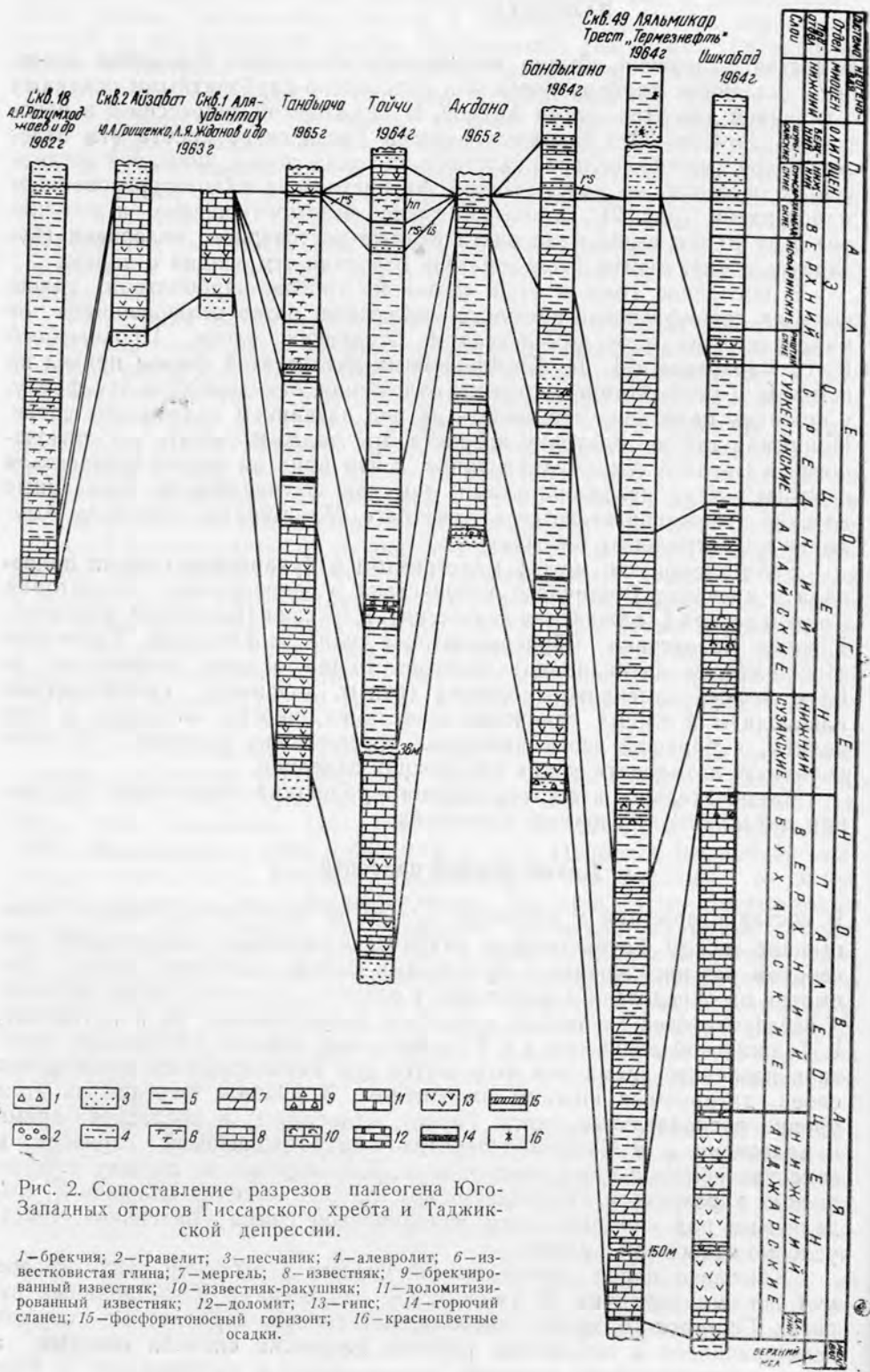


Рис. 2. Сопоставление разрезов палеогена Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта и Таджикской депрессии.

1—брекчия; 2—гравелит; 3—песчаник; 4—алевролит; 6—известковистая глина; 7—мергель; 8—известняк; 9—брекчированный известняк; 10—известняк-ракушняк; 11—доломитизированный известняк; 12—доломит; 13—гипс; 14—горючий сланец; 15—фосфоритоносный горизонт; 16—красноцветные осадки.

гане, кроме гипсов Гознау, развитых в южной и восточной ее частях, на севере преобладают красноцветные алевролиты, глины и реже песчанники. В Приташкентском районе широко развиты красноцветные глины и алевролиты, среди которых в предгорьях появляются пелитоморфные известняки, на северо-западе, в районе Карактау, терригенные породы замещаются гипсами.

Органические остатки выявлены за последние 5—6 лет только в гипсово-карбонатной толще некоторых разрезов Таджикской депрессии и в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта. Здесь среди доломитовых прослоев обнаружен следующий комплекс моллюсков: *Corbis montensis* Cossm., *S. transversaria* Cossm., *S. davidsoni* Desh., *Lucina duponti* Cossm., *Cardita (Venericardita) exellens* Harbatsch, *Calyptra montensis*, *S. suessoniensis* Desh., *Turritella montensis* Br. et Corn., *T. nysti* Br. et Corn., *Nerita corneti* Vincent, *Scalaria elatior* Koen, *Lucina* sp., *Cardium* sp. и др.

Анализ фауны, проведенный Г. П. Крейденковым, позволил ему отложения акджарских слоев, заключающих эту фауну, отнести к нижнему палеоцену.

В разрезах, в которых этот интервал сложен гипсами и красноцветными породами, органические остатки, кроме оогоний харовых водорослей, не обнаружены; дат-нижнепалеоценовый возраст определен нами условно, по положению их между фаунистически охарактеризованными осадками маастрихта и бухарскими слоями (танет). Такой датировке этой толщи не противоречит и ее взаимоотношение с подстилающими и покрывающими осадками.

Мощность этих отложений весьма изменчива. В центральных участках Таджикской депрессии скважинами установлена мощность 288 м, к периферии она уменьшается до 35—20. В Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта мощность дат-монтских отложений не превышает 40—50 м (Акташ, Келиф, Байсун и др.). В равнинной части Каршинских степей, по данным скважин, эта пачка пород не фиксируется, а в районе Кызылмазар и долине р. Санзар к отложениям этого возраста могут быть условно отнесены красноцветные глины и гипсы мощностью не более 1,5 м. В Приташкентских чучах красноцветные глины, алевролиты иногда с прослоями гипсов и мергелистых известняков (темирчинская свита) составляют 30—40 м, а в районе Дарбазинского поднятия отсутствуют совершенно. Здесь известняки бухарских слоев залегают с видимым согласием на кампан-маастрихте. На левобережье р. Сырдарьи (Карактау) отложения, относимые нами к дат-нижнепалеоценовому возрасту, так же, как и в Приташкентском районе, представлены красноцветной пачкой глин мощностью от 10 до 50 м с прослоями гипса в 8—10 м. Наконец, в Фергане мощность отложений этого возраста колеблется от 0 (Варзык) до 50 м и более (Караунгур).

Верхний палеоцен

В состав верхнего палеоцена нами отнесены карбонатные, сульфатно-карбонатные, реже терригенные отложения, обычно выделяемые под наименованием бухарских слоев, широко распространенные на описываемой территории, а также каратагский горизонт мергелей, иногда чередующихся с глинами. В смежных с Узбекистаном районах Таджикской депрессии эти отложения представлены сульфатно-карбонатными осадками, содержащими капланбекский комплекс фауны, и серыми мергелями с каратагским комплексом органических остатков и обильной микрофауной фораминифер (рис. 3, 4, 5).

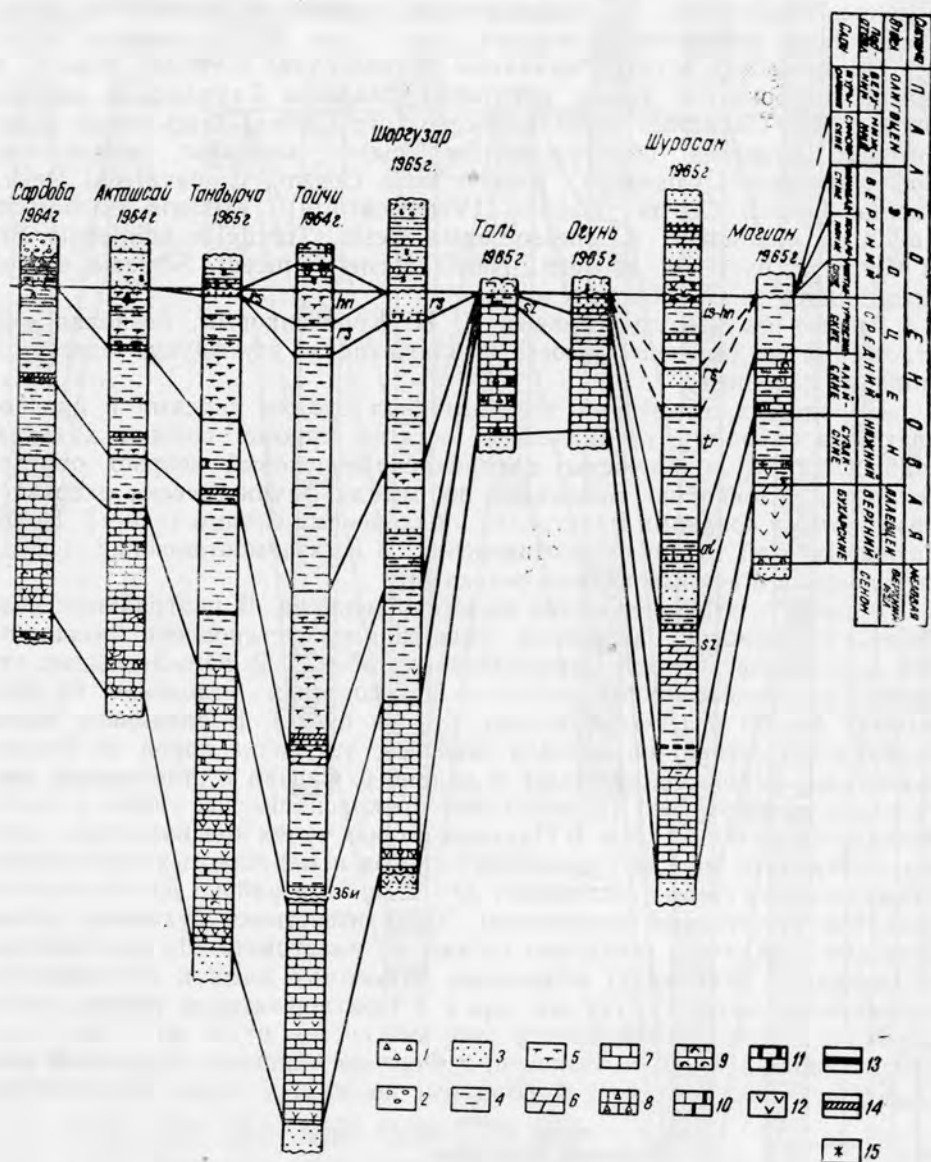


Рис. 3. Сопоставление разрезов палеогена Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта и Таджикской депрессии.

1—брекчия; 2—конгломерат; 3—песчаник; 4—глина; 5—известковая глина; 6—мергель; 7—известняк; 8—брекчированный известняк; 9—известняк-ракушняк; 10—доломитизированный известняк; 11—доломит; 12—гипс; 13—горючий сланец; 14—фосфоритоносный горизонт; 15—красноцветные осадки.

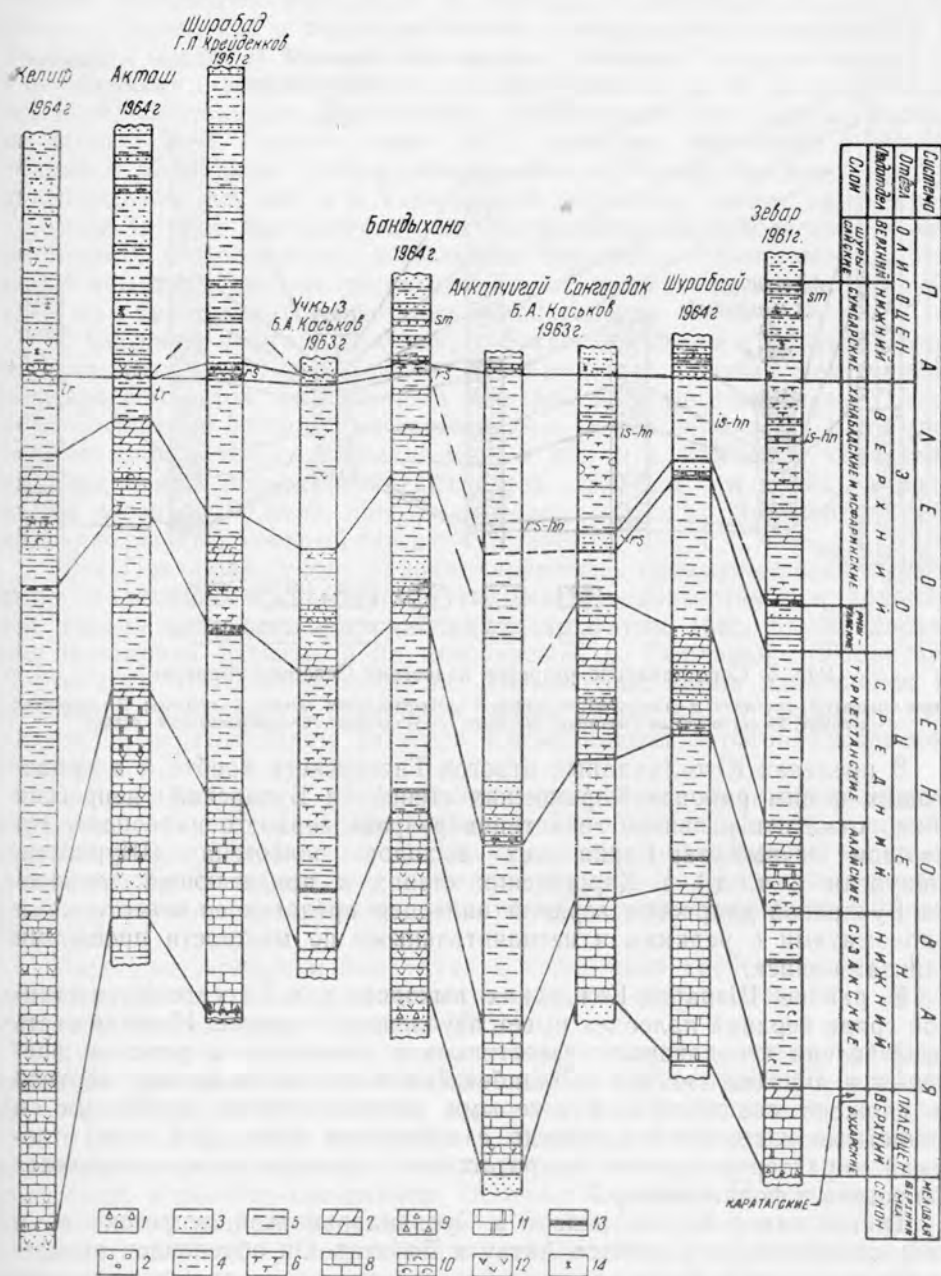


Рис. 4. Сопоставление разрезов палеогена Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта и Таджикской депрессии.

1 — брекчия; 2 — конгломерат; 3 — песчаник; 4 — алевролит; 5 — глина; 6 — известковая глина; 7 — мергель; 8 — известняк; 9 — брекчированный известняк; 10 — известняк-ракушняк; 11 — доломитизированный известняк; 12 — гипс; 13 — горючий сланец; 14 — красноцветные осадки.

стияк (22—60 м) с маломощными пластами гипса (первый тип разреза); в других случаях (Кызылунгур) преобладающее значение приобретают прослои гипсов (третий тип). В верхних прослоях известняков появляются корбулиды и модиолы, характерные для капланбекского комплекса и подтверждающие принадлежность известняков к бухарским слоям. В Южной Фергане над гипсами Гознау залегают не карбонатные, а терригенные отложения — песчаники и пески (сулюктинские), содержащие каратагский (поволжский) тип фауны. Выше, по данным В. Т. Балахматовой (1953), залегают известняки с корбулидами и модиолами. Следовательно, здесь, в Южной Фергане, верхний палеоцен, так же, как и в Таджикской депрессии, имеет двучленное строение (второй тип разреза), но соотношение капланбекского и каратагского (поволжского) комплексов обратное. По-видимому, эти комплексы фаун следует рассматривать не только как стратиграфические, но и как индикаторы фациальной обстановки.

В Северной Фергане (Варзык) к бухарским слоям относится маломощная (около 4 м) пачка пород, начинающаяся плотным мелкогалечным конгломератом, над которым залегают пестрые песчанистые алевролиты, плотные песчанистые известняки с *Ostrea bellovacina* Lam. var. *trinkleri* Böhm., *Ostrea kaliczkyi* Vial. и др., т. е. комплекс, характерный для самых верхов бухарских слоев. Залегает эта пачка на размытой поверхности мела, причем на более глубоких горизонтах, чем надродиолитовый, который здесь отсутствует.

Для Приташкентского района характерно преимущественное развитие маломощных карбонатных отложений — известняков и доломитов, содержащих капланбекский комплекс фауны (рис. 6). Аналогичные отложения развиты и на левобережье р. Сырдарьи (Карактау, Дорткудук). В Юго-Западных же Кызылкумах, кроме известняков и доломитов, появляются прослои и линзы гипса, что и сближает эти разрезы с первым типом разрезов Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта.

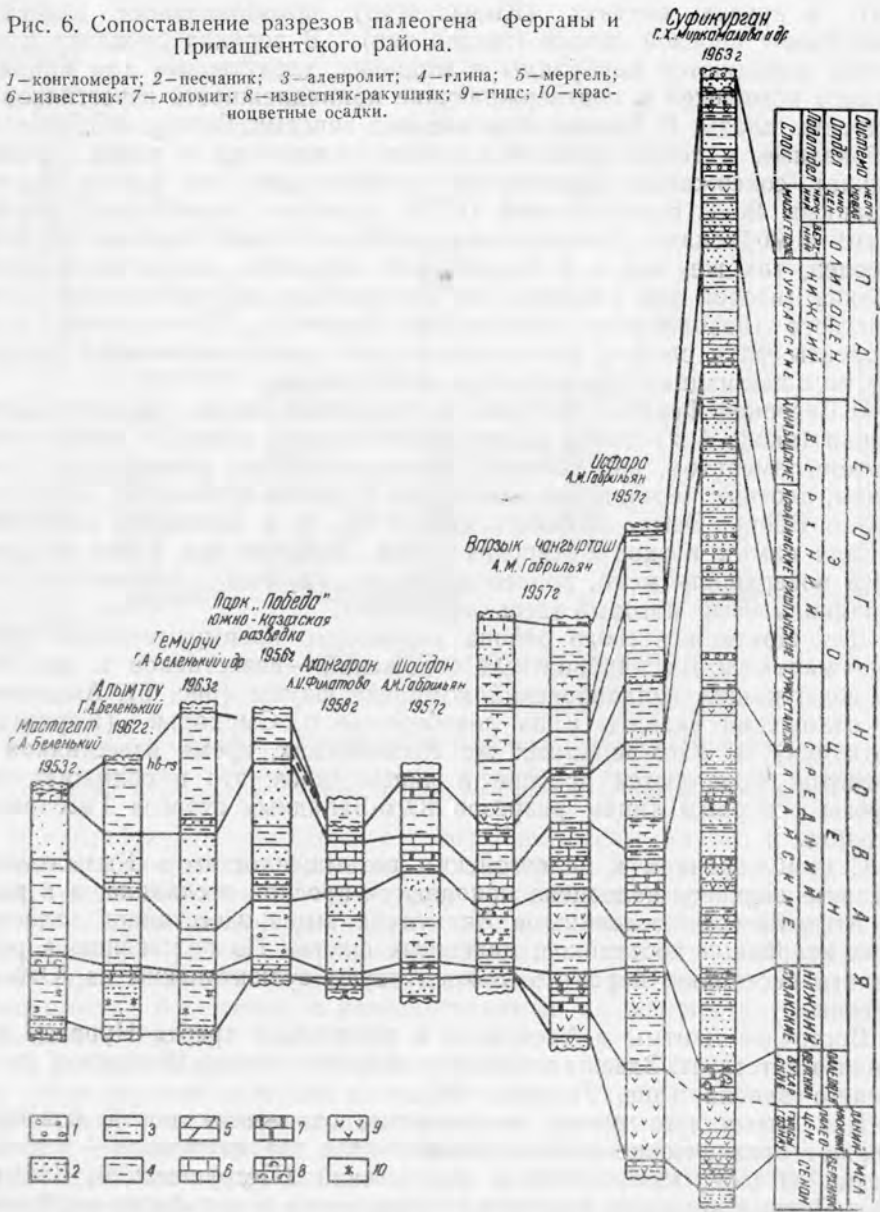
С приближением к палеозойским возвышенностям в Кызылкумах в разрезе верхнего палеоцена появляются прослои песчаника, а в районе Агитминской котловины и Аяккудука выше известняков залегают пачка кварцевых песчаников, лишенных фауны. По положению в разрезе эти песчаники, вероятно, соответствуют сулюктинским из Южной Ферганы.

Восточнее Агитмы и Аяккудука в предгорьях хребта Нуратау палеоцен отсутствует. Здесь на палеозое залегают осадки нижнего и даже среднего эоцена (рис. 7; скв. 182).

Как отмечалось выше, описываемые отложения почти повсюду содержат органические остатки. Выделяются два комплекса — капланбекский (Вялов, 1937, 1939) и каратагский (Петрушевский, Зайцев, 1936). Первый комплекс связан с карбонатными и сульфатно-карбонатными отложениями, а второй — с мергельно-глинистыми (Таджикская депрессия) и песчано-глинистыми (Южная Фергана). Положение этих комплексов в разрезе не одинаковое. В Таджикской депрессии каратагский (поволжский) комплекс связан с осадками, залегающими над бухарскими слоями с капланбекским комплексом. В Южной же Фергане (Исфара) известняки с корбулидами и модиолами (капланбекский комплекс) залегают выше терригенных отложений, заключающих поволжский комплекс фауны. Это заставило ряд исследователей (Балахматова, Симаков, 1952; Миронова, 1960 и др.) дополнительно изучить разрезы и подвергнуть анализу фауну капланбекского и каратагского комплексов.

Рис. 6. Сопоставление разрезов палеогена Ферганы и Приташкентского района.

1—конгломерат; 2—песчаник; 3—алевролит; 4—глина; 5—мергель; 6—известняк; 7—доломит; 8—известняк-ракушяк; 9—гипс; 10—красноцветные осадки.



1. Капланбекский комплекс фауны следует рассматривать как солоновато-водный, развивающийся в бассейне с повышенной соленостью. В нем много эндемичных видов, свойственных Среднеазиатскому солоновато-водному палеоценовому бассейну.

В состав капланбекского комплекса входят следующие формы: *Cardita bukharensis* Vial., *Cardita aegyptica* Fraas., *Cardita minutula* Rom., *Modiolus (Brachydontes) jeremejevi* Rom., *Corbula (Cuneocorbula) angulata* Lam., *C. gorisdrae* Vial., *C. biangulata* Desh., *C. triangulata* Vial., *C. asiatica* Vial., *Potamides romanovskyi* Vial.

Анализ вертикального распространения этих форм позволил О. С. Вялову (1936) определить возраст отложений бухарских слоев

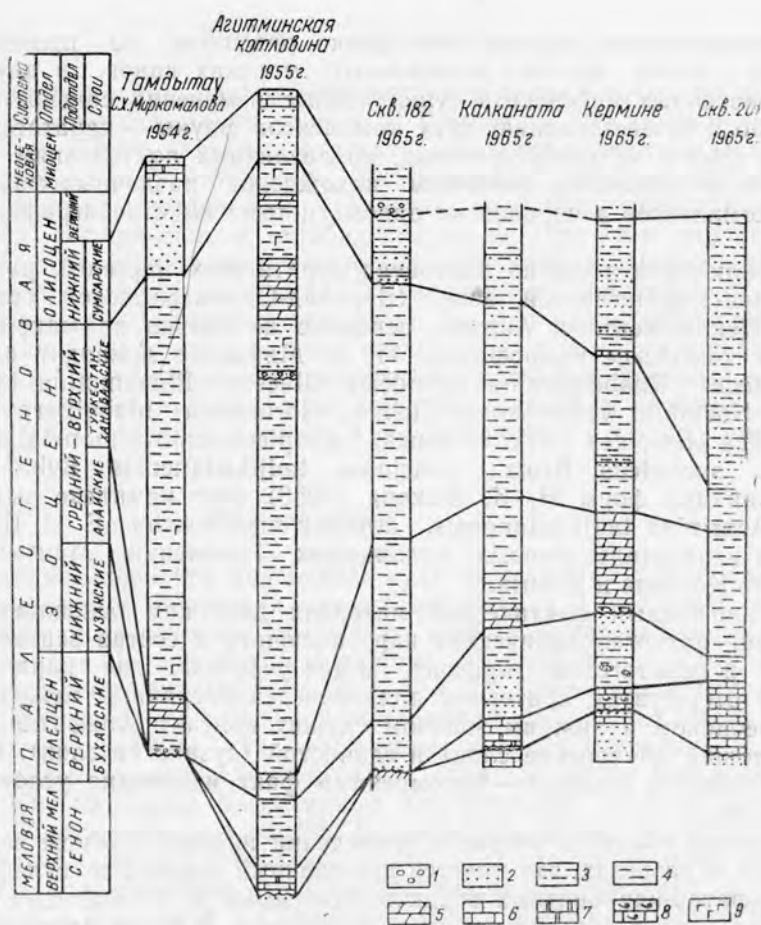


Рис. 7. Сопоставление разрезов палеогена Юго-Восточных Кызыл-кумов и Зирабулак-Зияятдинских гор.

1—конгломерат; 2—песчаник; 3—алевролит; 4—глина; 5—мергель; 6—известняк; 7—доломит; 8—известняк-ракушник; 9—гипс.

как палеоценовый. Однако в последние годы ряд исследователей (Ми-ронова, 1960; Крейденков) пришли к выводу, что бухарские слои соответствуют танету, а не всему палеоцену.

2. В составе каратагского (поволжского) комплекса фауны при-сутствуют формы, развивающиеся в бассейнах с нормальной соле-ностью. Среди них определены: *Lucina microdonta* Desh., *L. gravesii* Desh., *Corbis davidsoni* Desh., *Tellina hybrida* Desh., *Tellina edwardsi* Desh., *Cyprina lunulata* Desh., *C. morrissi* Sow., *C. scutellaria* Lam., *Cavascala bowerbankii* Morris var. *taurica* Subk., *Araeodactylus plateani* Cossm., *Crassatella bellocensis* Desh.

Каратагский комплекс фауны вполне сопоставляется с поволж-ским и европейским. По заключению В. Т. Балахматовой, а также Г. П. Крейденкова большинство форм развито в верхнепалеоценовых (танетских) отложениях.

3. Анализ фауны этих двух комплексов, проведенный Л. В. Миро-новой (1960), позволяет ей утверждать, что «...если в различных участках

моря экологические условия были резко различны, то происходило развитие в одних случаях нормальных морских видов, в других — видов, способных переносить существенные изменения солености. Это и привело к существованию двух комплексов фауны — каратагского и капланбекского — одновозрастных, но различных по условиям обитания. Отсюда становится понятным нахождение различных фаунистических комплексов в породах на одном и том же стратиграфическом уровне».

4. Включение в состав палеоцена каратагских мергелей, развитых в Гиссаро-Каратегинской зоне, Шерабад-Сарыкамышской гряде, в районе Пенджикента и Акдана, основано не только на макрофауне, но и на комплексе микрофауны. Н. Е. Минакова приводит следующий список: *Rhabdammina cylindrica* Glaess., *Rhisamina individa* Brady, *Nodellum velaskoensis* Cushman., *Hormosina blobulifera* Brady, *Glomospira charoides* Park. et Jones, *Spiroplectammina monetalis* Byk., *Cibicides succedens* Brotz., *Acarinina tadjikistanensis* Byk. и др. По ассоциации форм Н. К. Быкова (1953) этот комплекс выделила в зону *Acarinina tadjikistanensis*, которая прослежена Е. И. Шуцкой (1963) в верхнепалеоценовых отложениях Туркмении, Мангышлака, Северного Кавказа и Крыма.

5. Изложенный фактический материал дает нам основание при построении палеогеографических карт включать в состав верхнего палеоцена и каратагский горизонт. В тех участках, где каратагский горизонт отсутствует, критерием для проведения границы между верхним палеоценом и нижним эоценом служит контакт сульфатно-карбонатной толщи (бухарские слои) и глинистой (сузакские слои). Резкая смена характера осадков — несомненный факт изменения условий седиментации.

Сложным является вопрос о проведении нижней границы верхнего палеоцена в разрезах, где имеется постепенный переход от сульфатных или сульфатно-карбонатных осадков, относимых к дат-нижнему палеоцену, к таким же осадкам верхнего палеоцена. В таких случаях нижняя граница верхнего палеоцена обозначается по появлению в карбонатных прослоях комплексов фауны, характерных для бухарских слоев. Если же подстилающими являются красноцветные алевролиты и глины, датируемые условно дат-палеоценом, то нижней границей верхнего палеоцена становится подошва карбонатных отложений, с которых, как правило, начинаются бухарские слои, содержащие характерные для них органические остатки.

Наконец, при несогласном взаимоотношении верхнего палеоцена и верхнего мела (г. Кынграк в Приташкентском районе, кишл. Варзык в Северной Фергане и Калканата в Нуратинских горах) в проведении границы руководствуемся как содержанием органических остатков в меловых и палеоценовых отложениях, так и сменой литологического состава разновозрастных толщ.

Мощности осадков верхнего палеоцена весьма изменчивы. Максимальные мощности 50—100 м и более встречаются в центральной части Таджикской депрессии, в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта и в Центральной, Восточной и Южной Фергане. В Северной же Фергане, Приташкентском районе и Юго-Западных Кызылкумах мощности варьируют от 1 до 10—30 м, а в некоторых пунктах предгорий Северного Нуратау, Приташкентского района (Аккумсай), Уратюбе отложения верхнего палеоцена отсутствуют, что связано как с последующим их размывом, так и с наличием в это время областей денудации.

ЭОЦЕН

На территории Восточного Узбекистана и сопредельных площадей широко развиты отложения эоцена. В Фергане и Таджикской депрессии, а отчасти в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта и Приташкентском районе эти отложения исследователи расчленяют по схеме О. С. Вялова с выделением сузакских, алайских, туркестанских, ристанских, исфаринских и ханабадских слоев. При этом они используют данные по содержанию органических остатков и литологических особенностей, которые не всегда улавливаются, особенно в районах Кызылкумов и Бухарской депрессии, где над палеоценом залегает монотонная по окраске и составу толща глин, к тому же лишенная макрофауны. В этом случае исследователи, пользуясь данными микрофауны, расчленяют отложения на нижний, средний и верхний эоцен. В полученные градации эоцена укладываются и слои, выделенные О. С. Вяловым.

Нижний эоцен

На осадках верхнего палеоцена, куда включаются каратагские мергели Таджикской депрессии или их аналоги (в Таджикской депрессии, Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта, Бухарской депрессии, Кызылкумах и Приташкентском районе), залегает пачка, сложенная преимущественно глинами (рис. 2, 3, 4, 5, 7). Среди них отмечаются прослой, обогащенные песчаным материалом (в нижней части разрезов Алайского пролива), или маломощные прослой песчаников (Зияэтдинские горы), горючих сланцев (Юго-Западные отроги Гиссарского хребта и Юго-Западные Кызылкумы) или мергелей, а также опоконидных глин (Приташкентский район). Исключением являются разрезы Ферганской депрессии и Саттарского плато, в сложении которых принимают участие красноцветные огипсованные глины и алевролиты с прослоями гипса, а в Восточной и Северо-Восточной Фергане среди красноцветов присутствуют прослой песчаников и кремнистых известняков (рис. 6). В Алайском проливе и Юго-Восточной Фергане (Сугут) нижний эоцен выражен морскими терригенными отложениями, что согласуется с крайним положением этого района по отношению к открытому бассейну, располагавшемуся в Таджикской депрессии.

В сложении глинистой пачки участвуют различно окрашенные глины (зеленые, зеленовато-серые, темно- или голубовато-серые) монтмориллонит-бейделлитового, а иногда гидрослюдистого состава с примесью каолинита. В нижней части толщи отмечается ожелезнение за счет разложения первичного пирита, в разрезе Таджикской депрессии и Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта встречаются желваки фосфоритов и пропластки от 0,2 до 0,8 м горючих сланцев. Органические остатки — макро- и микрофауна — попадают сравнительно часто. Из толщи глин Таджикской депрессии, залегающих над каратагскими мергелями, исследователи (Вялов, 1939; Симаков, 1952) приводят *Cryphaea antiqua* Schw., *Ostrea hemiglobosa* Rom., *Liostrea geussi* Netsch., *Cryphaea camelus* Burac., а также *Pholadomya konicki* Nyst., *Pseudomussium corneum* Sow., *Cyprina morrissi* Sow., *Ampulina* cf. *semipatula* Desh., *Cuceulaea crassatina* Lam. и др.

В Фергане встречена фауна, близкая к этому комплексу, по данным О. М. Варенцовой-Мануйленко (1953) представлена тремя ассоциациями. Наиболее древняя из них, приуроченная к песчано-конгломератовым прослоям низов разреза, включает следующие виды:

Nemocardium advardsi Desh., *Glycymeris voudini* Desh., *Cyprina morrisoni* Sow., а также ряд форм со знаком «cf» и «ex gr.». Вторая ассоциация, приуроченная к глинистой пачке, характеризуется такими формами, как *Meretrix* (*Pitaria*) cf. *rutoti* Cossm., *M. varzikiensis* Man., *M. suzakensis* Man., *Solenocurtus subsolenoides* Man. Наконец, третья, связанная с известняками, составляющими верхнюю часть разреза, представлена *Glycymeris* cf. *intermedia* Sow., *Meretrix* (*Callista*) *proxima* Desh., *Solenocurtus turkestanensis* Man., *Diplodonta subaizyensis* Man., *D. ferghanensis* Man.

По заключению О. М. Варенцовой-Мануйленко (1953), приведенные ассоциации видов фауны вместе с многочисленными формами устриц и фораминифер составляют характерный комплекс для сузакских слоев.

В Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта (Сардоба, Акташсай, Шоргузар, район Дехканабада) в низах глинистой толщи, залегающей на бухарских слоях, встречаются преимущественно раковины устриц, из которых С. Х. Миркамаловой определены *Gryphaea antiqua* Schw., *Gryphaea eversa* Mull., а выше, в 15—35 м от подошвы сузакских слоев, присутствуют *Gryphaea camelus* Burac., *G. camelus* Burac. var. *japonica* Burac., *G. camelus* Burac. var. *entensa* Vial., *Ostrea hemiglobosa* Rom.

В Юго-Западных Кызылкумах и Бухарской депрессии макрофауна в этой толще не обнаружена, зато в изобилии встречается микрофауна, распространенная также и в отмеченных выше районах. Изучением микрофаунистических комплексов занимались Н. Е. Минакова (1952), Н. К. Быкова (1953), В. Т. Балахматова (1953) и ряд других исследователей, которыми в осадках, залегающих над сульфатно-карбонатной толщей, выделены снизу вверх следующие микрофаунистические зоны: *Acarinina subsphaerica*, *A. acarinata*, *Globorotalia aegua* и *Globorotalia subbotinae*.

Анализ комплексов форм из первых двух зон, выполненный Е. К. Шуцкой для Туркмении, Мангышлака, Крыма и Кавказа и Н. Е. Минаковой для Кызылкумов, Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта и Таджикской депрессии, позволил этим исследователям прийти к заключению о еще палеоценовом (верхнепалеоценовом) возрасте осадков, заключающих характерные формы для названных зон. Поскольку эти формы находятся в осадках каратагского горизонта, последний включен еще в состав палеоцена.

Характерные формы зон *Globorotalia aegua*, *S. subbotinae* и сопутствующие им местные виды микрофауны выявлены в толще глин выше каратагских мергелей. По данным Н. Е. Минаковой, к зоне *Globorotalia aegua* в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта относится пачка глин, заканчивающаяся горючими сланцами, вышележащая пачка приурочена к зоне *Globorotalia subbotinae*.

Проведение границ между этими зонами, равно как и между ниже и выше расположенными, является постоянно предметом дискуссии. Во всяком случае, среднеазиатские микрофаунисты (Е. К. Шуцкая, Н. Е. Минакова и др.) считают возможным осадки, содержащие характерные для этих двух зон формы, выделить как нижний эоцен. Этому не противоречит и анализ макрофауны из глинистой толщи, залегающей над сульфатно-карбонатными (бухарские слои) или мергельными (каратагский горизонт) осадками.

Верхняя граница нижнего эоцена обычно проводится по вертикальному распространению руководящих форм органических остатков, характерных для этого времени или для среднего эоцена. Важная роль

в проведении границ в Фергане, Приташкентском районе и Таджикской депрессии принадлежит резкой смене литологического состава отложений нижнего и среднего эоцена, которая часто используется при полевых исследованиях.

Средний эоцен

В состав среднего эоцена в Ташкентской и Ферганской депрессиях, в Приташкентском районе и отчасти в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта и Юго-Восточных Кызылкумах включаются отложения алайских и туркестанских слоев, выделенных О. С. Вяловым (рис. 2, 3, 4, 5, 6, 7). В начале своих исследований О. С. Вялов в средний эоцен относил и отложения туркестанских слоев. В дальнейшем, на основании главным образом определений микрофауны, исследователи нашли возможным туркестанские слои приурочить к верхнему эоцену. На одном из заседаний палеогеновой комиссии в 1964 г. было принято решение условно относить туркестанские слои к верхнему эоцену. Однако считаем необходимым привести ряд фактов, которые затрудняют отделение туркестанских слоев от алайских, а следовательно, и датировку первых как верхний эоцен.

В Приташкентском районе, бассейне р. Аксак-Ата (Гиджал, Сюрень-Ата, Нурек-Ата), а также в горах Моголтау (Адрасман) алайские и туркестанские слои содержат смешанный комплекс моллюсков, характерных для алайских и туркестанских слоев (Беленький, Миркамалова, 1965). В Кызылкумах (южные склоны Букантау) в верхней части глин, содержащих характерную для туркестанских слоев микрофауну, установлено (Миркамалова, 1958) наличие *Variamussium captiosum* Kogob. — формы, характерной для калужского горизонта Северного Кавказа, который включается в состав среднего эоцена. Н. Е. Минакова указывает, что в туркестанских слоях Ферганы, разделенных Р. Ф. Геккером и А. И. Осиповой (1962) на три пачки, в нижней и средней частях встречается комплекс фораминифер, тождественный встречающимся в нижележащих алайских слоях. В верхней же пачке она отмечает широкое развитие радиолярий и единичные бентосные и планктонные фораминиферы, из которых *Globigerina turkmenica* Chal. выделяется как руководящая для кумского горизонта Туркмении и Кавказа. Однако эта форма в литературе известна как *Globigerina apertura*, распространенная от нижнего эоцена до миоцена. Поэтому считаем возможным отнести туркестанские слои к среднему эоцену.

Состав и сложение среднего эоцена различны. В Таджикской депрессии, по данным О. С. Вялова, на глинах сузакских слоев обычно залегает пачка карбонатных пород, представленная в основном известняками с прослоями глин и устричников, сложенных раковинами *Ostrea turkestanensis* Rom. Выше расположена пачка лагунных осадков, представленных красными и серыми глинами и песчаниками, известняками с прослоями гипсов. Верхняя часть алайских слоев характеризуется чередованием зеленоватато-серых глин с мергелями, известняками и ракушками с *Ostrea turkestanensis* Rom. По простиранию на восток в «Алайском проливе» С. Н. Симаковым (1952) отмечено также трехчленное строение алайских слоев. Низы представлены мергелями, переходящими в известняки (6—15 м), с *Meretrix* cf. *incrassata* Sow., *Cardita* cf. *asteri* Orb. и устрицами *Ostrea* ex gr. *turkestanensis* Rom. (по определению Е. В. Ливеровской). Выше залегает мощная толща (106—190 м) пестроцветных гипсоносных лагунных отложений — красных и серых песчаников и глин с прослоями и пачками белых гипсов.

В кровле снова залегают морские осадки — известковистые песчаники и известняки (22 м) с многочисленными остатками *Ostrea turkestanensis* Rom.

Аналогичное строение алайских слоев наблюдалось нами в Юго-Восточной Фергане (Сугут). В нижней части разреза залегают мергели, чередующиеся с серыми доломитами и алевролитами с *Ostrea turkestanensis* Rom., *Turritella angulata* Sow., *Natica* sp., *Cardita* sp. (определения С. Х. Миркамаловой). Средняя часть разреза характеризуется чередованием красных, серых и зеленых глин, песчаников, мергелей и белых гипсов (132 м). В мергелях и известняках в изобилии встречаются *Cordiopsis ex gr. incrassata* Sow., *Cordiopsis* sp., *Cardium* sp., *Tellina* sp., *Cardita* sp., *Seliqua* sp. и др. В кровле снова преобладают морские отложения — песчаники, известняки, ракушники с *Ostrea turkestanensis* Rom., *O. turkestanensis* Rom. var. *alaica* Vial., *Tellina* sp. и др. Как в песчаниках, так и в известняках постоянно присутствуют включения гравия из галек кремня и кварца (мощностью около 10 м).

В Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта четкого трехчленного деления осадков алайских слоев уже не наблюдается, вследствие преобладания исключительно нормально-морских осадков. По литологическому составу здесь можно выделить три различных типа разрезов. В группе сурхандарьинских разрезов (Келиф, Шерабад, Сангардак и др.) в нижней части преобладают зеленые и серые глины и мергели с подчиненными прослоями доломитов или алевролитов; в средней — песчаники с включением желваковых и зернистых фосфоритов, известняки-ракушники с подчиненными прослоями глин и мергелей; верхняя же часть преимущественно глинистая с подчиненными прослоями мергелей и алевролитов.

Второй тип разрезов характерен для юго-западной части отрогов Гиссарского хребта (Сардоба, Акташсай, Тандырча). Сложение здесь более однородное. В основном это зеленовато-серые глины в средней части с фосфоритоносным горизонтом желвакового и плитчатого строения мощностью 0,1—0,15 м, а в верхней — маломощные прослой мергелей.

В северо-западной части отрогов Гиссарского хребта развит третий тип разрезов. Здесь (Шоргузар, Огунь, Шурассан) алайские слои в нижней и верхней частях сложены преимущественно глинами, в средней — преобладают песчаники, среди которых иногда появляются глины. Район Дехканабада характеризуется разрезами, в строении которых имеются черты первого и третьего типов, а именно нижняя часть состоит из мергелей с прослоями глин, средняя — из песчаников с фосфоритами, верхняя — исключительно из глин.

В Зирабулак-Зияэтдинских горах и Юго-Западных Кызылкумах алайские слои сложены мергелями, содержащими примесь песчано-алевритового материала и прослой бентонитовых глин. В районе Кермине в верхней части мергелей появляется маломощный прослой фосфоритов. На северном склоне Калканатинской антиклинали среди мергелей появляются прослой песчаников. Севернее, в районе колодца Машикудук (скв. 19) и в Агитминской котловине, алайские слои представлены мергелями. В верхней части появляются прослой известковистых глин.

Вдоль северного склона Нуратинских гор, по простиранию на восток от Калканата, глины и мергели замещаются песками и песчаниками, и лишь в самой верхней части сохраняются глины с подчиненными прослоями мергелей и алевролитов. Принадлежность этих глин

к среднему эоцену доказывается наличием микрофауны, списки и анализ которой приведены в работе Н. Е. Минаковой (1961).

Строение алайских слоев в Приташкентском районе характеризуется преобладанием кварцевых песков и песчаников, и только на севере (колодцы Бескотан и Таскотан) появляются прослой устричников, состоящие из *Ostrea turkestanensis* Rom., *O. cf. multicostata* Desh., *O. cf. longirostris* Lam.

В урочище Азатбаш в верхней части разреза встречаются известняки и глины с характерной для алайских слоев макро- и микрофауной. На левобережье Чирчика (Бельдерсай, Аксак-Ата и др.) алайские слои сложены уже карбонатными осадками — плотные глинистые известняки-ракушники в кровле переслаиваются с алевролитистыми зелеными глинами с обильной фауной устриц и др. пелеципод, а также фораминифер, характерных для алайских слоев.

В Ферганской депрессии разрезы алайских слоев весьма изменчивы. В северной части депрессии (Варзык) они начинаются терригенными осадками — красными глинами и песчаниками с прослоями и линзами гравийников. Верхняя часть разреза представлена карбонатными осадками — мергелями и известняками с прослоями ракушников, содержащих *Ostrea turkestanensis* Rom.

В разрезах алайских слоев Южной Ферганы намечается двучленное строение. Нижняя часть (18 м) представлена темно-зелеными известковистыми глинами и кремнистыми ракушечниками из створок *Ostrea turkestanensis* Rom., *O. turkestanensis* Rom. var. *angustiformis* Vial., ядрами гастропод, мелких пелеципод и обильной микрофауной (Быкова, 1953). В верхней части разреза развиты преимущественно известняки (30 м) с подчиненными прослоями доломитов и мергелей. В прослоях песчанистых известняков содержатся в больших количествах раковины *Ostrea turkestanensis* Rom. и различные ее варианты, выделенные О. С. Вяловым.

В Восточной и Юго-Восточной Фергане (Сугут), как уже отмечалось выше, в разрезах алайских слоев намечается трехчленное деление, а строение каждой части имеет большое сходство с разрезами «Алайского пролива» и Таджикской депрессии.

В большинстве описанных областей отложения алайских слоев залегают согласно на подстилающих осадках нижнего эоцена, хотя в пограничных слоях отмечена резкая смена литологического состава осадков. На севере Нуратау, в Центральных Кызылкумах, Туркестанском хребте (Уратюбе) алайские слои несогласно залегают на отложениях мела или палеозоя, при этом не всегда можно установить полноту их разреза.

Туркестанские слои повсеместно согласно залегают на алайских слоях. В Таджикской депрессии они представлены зеленовато-серыми глинами с редкими тонкими прослоями песчаников и мергелей мощностью в центральных частях до 100 м, сокращающейся к периферии. Из органических остатков в этих отложениях присутствуют *Gryphaea esterhazyi* Pav., *Ostrea kokanensis* Sok. Вследствие развития однотипных комплексов и редко встречающегося *Cibicides artemi* N. Вук. (характерного для туркестанских слоев вида) отложения туркестанских слоев недостаточно четко отделяются от алайских.

В Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта туркестанские слои сложены толщей зеленых и голубовато-серых глин с редкими маломощными прослоями и линзами мергелей и песчаников. По данным Н. Я. Дробининой и К. В. Бобкова, для низов глинистой толщи характерно преобладание в составе бейделлит-гидрослюдистых минера-

лов, верхняя же часть сложена преимущественно монтмориллонитовыми глинами.

Остатки макрофауны встречаются редко и обычно приурочены к средней части глинистой толщи. В разрезах Шурассана, Шурабсая, Зарчоба и Гулиоба определены *Fatina esterhazyi* Pav., *Fatina böhmi* Vial. и *Liostrea kokanensis* Sok., а в Акташсае — *Nemocardium* aff. *pauille* Desh. и новые формы *Cordiopsis*. Г. П. Крейденковым приведены и другие виды: *Chlamys vialovi* Korob., *Nucula galeottinae* Nyst., *Pitar heberti* Desh., *Pinna margaritaceae* Desh., *Corbula ficus* Sow.

Микрофауна, выявленная в разрезах Келифа, Ишкабада и др., характеризуется смешанным комплексом фораминифер, среди которых преобладают секреторные, бентосные и планктонные формы. Агглютинирующие же формы пользуются меньшим развитием. Здесь впервые появляются *Acarinina rotundimarginata* Subb., *A. rugosoaculeata* Subb., *Cibicides infraferganicus* N. Byk., *Uvigerina costellata* Moroz., *Hopkinsina longecamerata* N. Byk., *Bolivina pseudonobilis* Byk. Эти бентосные формы описаны Н. К. Быковой для нижней части туркестанских слоев Ферганы. Кроме фораминифер, в разрезах Тандырча, Тойчи, Шоргузар и Акташсай в значительных количествах отмечены радиолярии и остракоды. При этом такие формы остракод, как *Loxosconcha turidula* Mand., *Cytherides asiatica* Mand., *Eocytheropteron versiculosum* Mand., *E. kalickyi* Mand., были описаны М. М. Мандельштамом для отложений туркестанских слоев Ферганы и Таджикской депрессии.

Проанализировав микрофауну из туркестанских слоев Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта и сопоставив эти комплексы с развитыми комплексами западных районов Средней Азии и Кавказа, Н. Е. Минакова нашла возможным туркестанские слои сопоставить с куберлинским, керестинским и кумским горизонтами стратотипического разреза Крыма.

В Ферганской депрессии отложения туркестанских слоев представлены толщей глин, в средней части которой имеются прослойки известняков, песчаников или ангидритов, обуславливающие трехчленное строение разреза, в общих чертах сохраняющееся по всей депрессии.

В Западной Фергане (Белесенок) средняя часть состоит из известняков, а в верхней наряду с глинами присутствуют песчаники с включениями гравия и гравелистые мергели, указывающие на прибрежный характер осадков. Более отчетливо это выражено в Восточной Фергане, где среди морских глин средней и верхней частей отмечаются прослой красноцветных песчаников. В Юго-Западной же Фергане (Сугут) разрез туркестанских слоев характеризуется преобладанием серых и зеленых песчаников с подчиненными прослоями алевролитистых глин и отсутствием устричной фауны, широко развитой на остальной территории Ферганской депрессии. В этих районах в глинах, чаще всего известковистых, содержатся прослой устричников с *Fatina esterhazyi* Pav., *F. böhmi* Vial., *Liostrea kokanensis* Sok.

В некоторых разрезах нижней части в Южной Фергане авторами отмечается совместное нахождение *Ostrea turkestanensis* Rom., характерной для алайских слоев, и туркестанской *Fatina böhmi* Vial., что, вероятно, связано с эволюционным развитием видообразования. Кроме устриц, в известняках встречаются моллюски из родов: *Cardita*, *Meretrix*, *Tellina*, *Panopaea*, *Modiola*, *Turritella*, *Eulima* и др. В глинах же почти повсюду (за исключением Восточной Ферганы) содержится микрофауна. Для нижней части глин Н. К. Быкова отмечает развитие

комплекса секреторных фораминифер: *Nonion ex gr. laevis* (Orbyigny), *Cribronion terganensis* (N. Byk.), *Rotalia iljini* N. Byk., *Cibicides artemi* N. Byk. и др.; для верхней же части — *Glomospira abnorbis* N. Byk., *Harlophragmoides seravschanensis* N. Byk., *Textularia schorsuensis* N. Byk., *Gaudryina superturkestanica* N. Byk.

В Приташкентском районе отложения среднего эоцена (алайские слои) покрываются пачкой пород преимущественно глинистого состава мощностью от 5—10 до 78 м. Их нижняя часть (8—10 м) в южных чулях (Кынграк, Дарбаза, Темирчи) характеризуется наличием прослоев песчаников и устричника с *Liostrea kokanensis* Rom.

На левобережье Чирчика (Бельдерсай) развиты известняки-устричники с *Fatina esterhazyi* Pav. и *Fatina böhmi* Vial. Эти формы характерны для туркестанских слоев. На севере чулей (сай Арпатекуты) вся толща (78 м) состоит из зеленовато-серой глины, в кровле с красными пятнами и прослоями гипса. В Приташкентском районе туркестанские слои представлены в неполном объеме, так как с размывом они повсеместно перекрываются красноцветными осадками олигоцена. Мощность сохранившихся от размыва частей изменяется от 8—10 до 70—78 м.

Из краткого изложения видно, что в отложениях среднего эоцена участвовал весьма разнообразный комплекс осадочных пород, сформировавшихся в различной фациальной обстановке: в условиях нормального морского режима (Каржантау) в прибрежной части моря (Северное Нуратау), подводной дельты (Приташкентский район) или же в усыхающих водоемах (лагунах), которые существовали в среднеалайское время в Восточной Фергане, «Алайском проливе» и Таджикской депрессии. Тектонический режим в среднем эоцене на описываемой территории был весьма изменчив, что и отразилось как во взаимоотношении осадков среднего эоцена с подстилающими толщами, так и в фациальной разнообразии. Невыдержанность мощностей также является указанием на непостоянство и различную скорость вертикальных движений.

Верхний эоцен

В состав верхнего эоцена включаются риштанские, исфаринские и ханабадские слои схемы О. С. Вялова. Однако такое деление отчетливо проводится только в Ферганской депрессии (рис. 6). На остальной описываемой территории и в смежных районах Таджикской депрессии в сложении верхней части эоцена принимают участие преимущественно морские глины, сменяющиеся выше красноцветными гипсоносными отложениями, лишенными фауны, вследствие чего в них трудно выделить не только слои О. С. Вялова, но и установить возрастную принадлежность.

Над типично морскими глинами туркестанских слоев в Таджикской депрессии залегает невыдержанная по составу и окраске пачка, состоящая из гипсов, пестроцветных песчаников и глин, в которых изредка обнаруживались формы, характерные для риштанских, исфаринских и ханабадских слоев — *Platigena asiatica* Rom., *Ostrea plicata* Sow., *Isokardia* sp. (ex gr. *eichwaldina* Rom.), *Pecten karadarjensis* Korobk. и др. Обнаруженные комплексы микрофауны и их анализ также не дали четкого представления об объемах и границах этих слоев. Поскольку над этими осадками залегают отложения, содержащие фауну, характерную для сумсарских слоев, возраст которых определяется как нижний олигоцен, и подстилаются они осадками среднего эоцена, то

всю эту толщу обычно относят к верхнему эоцену. Двучленное строение толщи показывает, что в начале верхнего эоцена в Таджикской депрессии существовал нормальный морской бассейн, в котором накапливались зеленые глины (гуркестанские слои). Начиная с риштанского времени наступило обмеление моря, его осолонение, что подтверждается наличием гипсов и красноцветных отложений.

В Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта верхняя часть осадков эоцена, как и в Таджикской депрессии, сложена пестроцветными глинами, песчаниками и мергелями (красной, голубой, зеленой, малиновой окраски), местами с прослоями гипса. Макрофауна в пределах Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта мы не обнаружили, а содержащаяся в прослоях глин микрофауна бедна видами, среди которых руководящие формы для риштанских, исфаринских и ханабадских слоев не выделены. Более тщательные сборы микрофауны из этой толщи в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта сделаны Н. Е. Миновой. На основании анализа форм она пришла к выводу о возможности параллелизовать риштанские слои с верхней частью кумского горизонта (зоной планктонных фораминифер), относящегося, по решению МСК, к верхнему эоцену.

Отложения, которые могут быть условно выделены как исфаринские и ханабадские, сохранились от размыва лишь в Дехканабадской синклинали. Они представлены чередованием пестроцветных глин, мергелей, водорослевых известняков, иногда с прослоями гипса, что указывает на регрессивный характер морского бассейна конца эоцена.

В Фергане отложения верхнего эоцена, как отмечалось выше, по литологическим признакам и органическим остаткам расчленяются на риштанские, исфаринские и ханабадские слои. Риштанские слои характеризуются большой изменчивостью литологического состава. В Южной Фергане (Исфара) в нижней части разреза залегают зеленые и охристо-красные плохосортированные песчаники, сменяющиеся выше известняками с *Liostrea simplex* Desh. Верхняя же часть характеризуется преобладанием табачно-зеленых глин с прослоями мергелистых ракушечников с *Platigena asiatica* Rom., в кровле — с прослоями песчаников. По направлению на запад (Ташрават) в нижней песчанистой части встречаются включения гравия, а в верхней части вместо мергелей среди глин появляются пески и песчаники с *Platigena asiatica* Rom.

В Восточной Фергане мощность нижней песчанистой части незначительная (6 м), а верхней, представленной темно-серыми глинами, — несколько десятков метров. На юго-востоке Ферганы (Сугут) часть разреза верхнего эоцена, которая может быть сопоставлена с риштанскими слоями, образует чередование песчаников и глин пестрой окраски, среди которых имеются прослои типичных красноцветов.

По северному обрамлению депрессии, в восточной ее части (Нарын), риштанские слои внизу представлены песчаниками зеленой и розовой окраски, а вверху залегают буровато-зеленые глины с *Platigena asiatica* Rom. На западе же (Шайдан) интервал разреза, соответствующий риштанским слоям, сложен глинами.

Для исфаринских слоев Ферганской депрессии характерно преобладание в разрезе глин кремнистого состава, обогащенных окислами железа и ярозита. Изредка (Исфара) среди кремнистых разностей появляются прослои известковистых глин и мелкозернистых песчаников с гастроподами и зубами акул, в изобилии присутствуют радиолярии, изучавшиеся Р. Х. Липман, а в известковистых разностях — моллюски: *Isocardia eichwaldiana* Rom. и др. формы. На северо-востоке депрессии исфаринские слои выделяются условно. Они представлены,

как и нижележащие, песчаниками с включением гравия, иногда скапливающегося линзами. На юго-востоке Ферганской депрессии (Гульча) появляются красноцветные образования, которые по положению в

разрезе параллелизуются с исфаринскими слоями Центральной и Юж-

Ханабадские слои, составляющие верхнюю часть верхнего эоцена, в центральной, южной и северо-западной частях депрессии состоят из глин, нередко загипсованных. Изредка среди глин присутствуют прослой мергелей и мергелистых конкреций, а в районе Ташравата отмечаются их запесоченность и включения гравия. Принадлежность этой глинистой толщи к ханабадским слоям подтверждается наличием характерных для ханабадских слоев устриц *Ostrea tianschanensis* Rom. В нижней части преобладают песчаные формы: *Haplophragmoides* ex gr. *emaciatum* Brady, *H.* ex gr. *canariensis* Orb., *Trochammina* aff. *diagonis* Garsey, для верхней характерны секреторные: *Proteonina difflugiformis* (Brady), *Spiroplectammina tuaevi* Moroz, *Miliolina* ex gr. *seminulum* Linne, *Nonion* ex gr. *laevis* Orb. и др., а также остракоды.

В юго-восточной и восточной частях депрессии на этом интервале развиты желтовато-бурые алевролиты, песчаники и гравелиты, лишенные органических остатков. Только в разрезах Досмата и Талдыка среди красноцветов отмечаются прослой зеленых глин с *Ostrea tianschanensis* Rom., что позволяет эти и им подобные отложения отнести к ханабадским слоям.

В Юго-Западных и Восточных Кызылкумах, а также в районе Зирабулак-Зияятдинских гор над осадками среднего эоцена также залегает толща преимущественно глинистых пород. Вблизи выходов палеозоя (Азкамар, Нуратау) в нижней части толщи преобладают песчаники и мергели, в средней — чередование песчаников и глин, а в кровле развиты исключительно глины. Из органических остатков встречаются единичные *Haplophragmoides* sp., *Ammonia marginulina* sp., *Trochammina* sp. и радиолярии. Некоторые прослой мергелей переполнены остатками пеллеципод прекрасной сохранности; однако они не пригодны для определения в лабораториях, так как с высыханием мергелей растрескиваются на мелкие осколки.

В Центральные Кызылкумах из мергелистых прослоев этой толщи С. Х. Миркамаловой (1958) были собраны и определены *Nucula* aff. *aralensis* Luk., *N. gapilica* Korobk., *N. aff. ovoidea* Koenen, *Tellina lamellulata* Edwards, *Turritella angulata* и другие формы, распространенные в отложениях верхнего эоцена Северного Кавказа, Приаралья и Ферганы. Мощность верхнего эоцена в этом районе так же изменчива, как и в Приташкентском — от нескольких метров до 150—170 м, что также связано с размытием, предшествовавшим накоплению осадков олигоцена.

Вопросы объема верхнего эоцена и возраста слоев, входящих в его состав, рассматривались неоднократно. Разрешению этих вопросов посвящены кандидатские и докторские диссертации (С. Х. Миркамалова, Л. П. Каханова, М. Н. Грамм, Г. Х. Салибаев и др.), авторы которых приходят к выводу, что основной и главный критерий при проведении верхней и нижней границ верхнего эоцена должен базироваться на анализе органических остатков. Литологические признаки чаще не совпадают с возрастными границами, поэтому в каждом отдельном разрезе граница должна быть фаунистически обоснована. Если же эти слои четко не выделяются (как в Кызылкумах и Приташкентском районе), то границы верхнеэоценовых отложе-

ний нами определяются в каждом отдельно взятом разрезе по комплексу признаков — органическим остаткам, составу отложений, включений, а также общей палеогеографической и палеотектонической обстановке.

ОЛИГОЦЕН

У исследователей, занимающихся покровными отложениями востока Средней Азии, пожалуй, нет более сложного вопроса в стратиграфии, чем вопрос об олигоценовых отложениях, именно об их объеме, границах и вообще о наличии осадков этого возраста. Это объясняется тем, что со временем верхнего палеогена связаны регрессия палеогенового моря и накопление лагунных и континентальных осадков в восточной части Средней Азии, содержащих незначительное количество органических остатков, а порою совершенно лишенных их. Вследствие этого возникают большие трудности в расчленении, датировке и корреляции осадков верхнего палеогена для этой территории. Среди схем расчленения, созданных за последние 30 лет, основное внимание геологов занимают схемы О. С. Вялова, Н. П. Васильковского, П. К. Чихачева, В. Г. Клейнберга, М. Н. Грамма, а также ряд работ, посвященных анализу различных органических остатков (Миркамалова, 1956; 1958; Минакова, 1941, 1948, 1952; Салибаева, 1966 и др.), уточняющих границы или объемы олигоценовых отложений.

В настоящее время в состав олигоцена в Таджикской депрессии и Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта включаются сумсарские и шурьсайские слои (рис. 2, 3, 4, 5); в Фергане — сумсарские слои и майлисаянская свита (по М. Н. Грамму, рис. 6); в Приташкентском районе — свита «А» (рис. 5, 6); в Бухаро-Каршинских степях и Кызылкумах — нижняя сарбатырская и, возможно, низы верхней сарбатырской свиты (рис. 7). Различные условия осадконакопления в конце палеогена привели к формированию толщ со своеобразными признаками, а часто и комплексами фауны (если она имеется), не позволяющими исследователям распространить какую-либо схему на всю описываемую территорию. Поэтому ниже приводим характеристику олигоценовых отложений по каждому из перечисленных регионов.

В Таджикской депрессии полные разрезы сумсарских слоев выделяются лишь в восточной ее части, примерно до р. Вахш. В сложении их принимают участие глины бурого цвета с многочисленными раковинами *Gryphaea sewerzowi* Rom. (2 м); выше залегают такого же цвета песчаные, иногда известковистые глины мощностью 48 м с ядрами пелеципод *Gari binotata* (Koenen), *Grassatella* sp. и другими, которые перекрываются пачкой серых и буровато-серых песчаников мощностью до 30 м с прослоями бурых алевролитов и песчаных глин также с ядрами пелеципод *Chlamys* sp., *Ostrea* sp.

В кровле преобладают бурые глины мощностью 22 м с ядрами *Myocardiopsis* sp., *Nuculana* sp.

Западнее реки Вахш только в некоторых пунктах присутствуют два нижних горизонта, а в районе долины р. Кафирниган осадки такого характера, как вышеописанные, отсутствуют, замещаясь, вероятно, континентальными образованиями.

Сумсарские слои там, где они отчетливо устанавливаются, вверх по разрезу постепенно сменяются кирпично-красными и красно-бурыми песчаниками, алевролитами и глинами, выделяемыми под названием шурьсайских слоев. Органические остатки в них не обнаружены, поэтому они рассматриваются как континентальные образования.

В аналогичных по положению в разрезе осадках в районах хр. Петра I (сел. Шаку, Розакидара) Г. П. Крейденков (1964) обнаружил *Corbula henckelisiana* Nyst., *C. conglobata* Koen., *Cyrtodoria anguata* parva sp., *Pitar feyrichi* (Semper), *Crassatella* sp., *Lucina* sp., *Sphenia* sp. и другие явно морские формы. Анализ этого комплекса моллюсков позволил Г. П. Крейденкову определить возраст осадков, вмещающих перечисленные выше формы, как олигоценовый. Комплекс же остракод *Cytheridea mülleriformis* Roz., *C. sukatschovae* Roz., *C. kopetdagensis* Roz., *C. seniliza* Roz., выявленный в этих отложениях, характерен, по заключению Т. Р. Розиевой, для средне-верхнеолигоценовых отложений западной Туркмении, Малого Балхана и Северного Кавказа.

В Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта в разрезах Гузар-Керкинской гряды (Сардоба), Дехканабадской синклинали (Тойчи) и в бассейнах рек Тупаланг, Гулиоб, Шуробсай нами выше морских палеогеновых осадков описана пачка пород, состоящая из чередования пестроцветных глин, красно-бурых алевролитов, серых песчаников и известняков, мергелистых малиново-красных глин, иногда с прослоями гипса мощностью до 30 м. В 8 м от кровли этой пачки, в слое пятнистых известковистых глин обнаружены ядра и отпечатки пелеципод, из которых С. Х. Миркамаловой определены *Cardium kuschnari* Mirk., *C. irinae* Mirk. и описаны для сумсарских (нижнесарбатарских) слоев Кызылкумов. До С. Х. Миркамаловой за принадлежность толщи, покрывающей разновозрастные отложения, к сумсарским слоям высказался М. Н. Грамм (1953) на основании анализа фауны остракод.

Шурсайские слои, так же как и в Таджикской депрессии, представлены кирпично-красными алевролитами и песчаниками. Встреченные М. Н. Граммом в районе Дехканабада в этих отложениях солоноватоводные и пресноводные остракоды *Cytheridea crenata*, *Eucypris*? *excistus* и др., а также согласное залегание этих осадков на сумсарских слоях позволили говорить об их несомненно олигоценовом возрасте.

В Ферганской депрессии в состав олигоцена исследователи включают сумсарские слои и нижнюю часть массагетского «яруса» О. С. Вялова, выделяя последнюю под наименованием майлисайской свиты.

Сумсарские слои, кроме западной и юго-восточной частей депрессии, представлены пестроокрашенными глинами, мергелями и песчаниками, содержащими фауну устриц *Gryphaea sewerzowi* Rom., *Echogya ferganensis* Rom., *E. galeata* Rom., *Ostrea pygmaea* Vial., а также фосфоритизированные ядра пелеципод *Meretrix*, *Turitella*, *Chlamys*, *Pecten* и др. Кроме того, выявлен комплекс фораминифер: *Proteonina difflugiformis* (Brady), *Cristellaria articulata* Reuss., *Nonion laevis* (Prb.), *N. usbekistanensis* Byk., *Anomalina subbotinae* Byk., *Cibicides sumsarensis* Byk., *Cibicides conglobatus* (N. et J.) и др., а также остракоды.

В Западной части депрессии по направлению от Исфары малиновые глины с *Gryphaea sewerzowi* Rom. постепенно замещаются красноцветными континентальными осадками — алевролитами и песчаниками. Однако, наряду с замещением морских сумсарских отложений континентальными, наблюдается срезание ханабадских слоев вышележащими (М. Н. Грамм). В Юго-Восточной Фергане также обнаружено залегание морских отложений, но континентальные осадки представлены более грубозернистыми разностями (Алдыяр, Абшир), вплоть до гравелитов и конгломератов, или разнозернистыми песчаниками с прослоями красных глинистых алевролитов.

Майлисайская свита залегает на сумсарских слоях согласно и без перерыва (Грамм, 1962), сложена густоокрашенными глинисто-алевритово-песчаными породами. В Северной Фергане в этой толще отмечаются прослой серых и розовато-серых песчаников и мелкогалечных конгломератов. Более грубозернистый состав осадков наблюдается в Чангырташско-Палванташской и Куршабской зонах.

Для Южной и Юго-Западной Ферганы характерно развитие алевритово-глинистых отложений кирпично-красной окраски, а в районе Шорсу появляются прослой гипсов. Верхняя граница майлисайской свиты, по данным М. Н. Грамма (1962), определяется появлением более грубых осадков следующей (обчакской) свиты. Органические остатки встречаются очень редко. Отмечаются пресноводные гастроподы и остракоды *Limnocythere kuschnari* Gr. n. msc., *Eucypris? Excisus* Gr. msc. хар. По заключению М. Н. Грамма, проанализировавшего органические остатки, майлисайская свита не выходит из пределов олигоцена.

В Приташкентском районе условно к олигоцену относится кирпично-красная свита «А» схемы Ф. П. Корсакова, которая местами (сай Арпатекуты) согласно залегает на морских осадках ханабадских слоев, а местами (Кынграк) на туркестанских слоях. Органические остатки в отложениях свиты «А» встречаются весьма редко (органы спороношения харовых водорослей) и возраста осадков не определяют. В пунктах согласного залегания свиты «А» на морских осадках верхнего эоцена (ханабадские слои) можно ориентировочно относить нижние горизонты свиты «А» еще к олигоцену. В целом отложения кирпично-красной свиты, вероятно, являются континентальным аналогом морских осадков сумсарских слоев и континентальных майлисайских. Это подтверждается еще и тем, что уже в западной части Ферганской депрессии морские осадки сумсарских слоев постепенно замещаются континентальными (Грамм, 1962).

В пределах описываемой части Кызылкумов (юго-западной и восточной) на западном погружении Нуратау и в Зирабулак-Зияэтдинских горах олигоцен представлен как морскими осадками, так и континентальными. Наличие морских осадков отмечается в Агитминской котловине, на западном погружении Нуратау и в северо-западной части плато Азкамар. В последнем пункте, по данным М. М. Иваницына, на зеленых глинах верхнего эоцена без следов несогласия залегает пачка переслаивающихся между собой малиново-красных, темно-коричневых и пестрых глин и алевролитов с песчаниками желтого, светло-зеленого или розового цвета общей мощностью 28 м. В алевролитах и песчаниках встречены отпечатки и ядра пелеципод, а в глинах из верхней части пачки выявлена следующая микрофауна: *Nonion usbekistanensis* Вук., *Cibicides subbotinae* Вук., *C. scabiosus* Minak., *Discorbis ferganensis* Вук., *Elphidium* sp., *Nonion* sp. По заключению Н. Е. Минаковой, определившей фораминиферы, этот комплекс характерен для олигоценовых осадков.

В районе ж. д. ст. Кермине и у кол. Аяккудук на зеленых глинах верхнего эоцена с размывом залегает пачка переслаивающихся между собой пестроцветных (бурых, зеленых, светло-серых) песчаников и глин. В средней и верхней частях в отдельных прослоях встречаются плохо сохранившиеся ядра пелеципод, из которых С. Х. Миркамаловой удалось определить *Cordiopsis tenuis* Alex. У кол. Аяккудук встречается аналогичная фауна, сильно ожелезненная и образующая прослой сплошных ракушечников.

В депрессионных участках на западном погружении хр. Нуратау в скв. 182 Нуратинской гидрогеологической партии над глинами эоцена вскрыта такая же пестроцветная пачка, в сложении которой преобладают малиновые и темно-бурые глины с подчиненными прослоями зеленых глин и песчаников, а в глинах выявлены фораминиферы. В скважинах же, расположенных ближе к выходам палеозоя в Нуратау (скв. 9, 18, 116), на том стратиграфическом уровне вскрыты плохо отсортированные, с включением угловатых обломков пород палеозоя, песчаники и алевриты кирпично-красного цвета. По-видимому, это уже континентальные аналоги морских осадков олигоцена, которые становятся более отсортированными в Восточных Кызылкумах (Дорткудук-Нурасы). Здесь скважинами выше зеленых глин эоцена вскрываются бурые и красновато-бурые алевриты с подчиненными прослоями песчаников такого же цвета. По своему литологическому составу и окраске они сходны со свитой «А» Приташкентского района. Описанные же выше пачки пестроцветных осадков с морской фауной мы сопоставили с сарбатырской свитой Центральных Кызылкумов, а именно с ее нижней подсвитой. В последней М. Н. Граммом собран, а А. П. Ильиной определен следующий комплекс пелеципод: *Nucula* cf. *aralensis* Luk., *N.* cf. *nucleus* Luk., *Cordiopsis* cf. *tenuis* Alex., *Cardium* cf. *sumsarica* Mirk., *C.* cf. *helterseni* Iljina, *Siliqua ustjurtensis* Iljina, *Solenocurtus* cf. *antiquatus* Pult., *Lentipecten* (*Diplipecten*) *inopinatus* Vial., *Corbula asiatica* Vial. Возраст осадков, заключающих эти формы, А. П. Ильина определила как олигоценовый.

В этих отложениях в большом количестве встречаются остракоды, среди которых М. Н. Грамм определил *Cuneocythere praesulcata* Lukls., *Cythereis jurnei* (Munst.), *C. gibleris* Mandelst., *Cytheridea odiosa* Mandelst., *Cythere* (?) *aspera* Gr. n. msc., *Loxoconha* aff. *carinata* Lukls., *Pterygocythereis impolita* Mollt. n. msc., *Paraciprideis optica* Gr. n. msc., *Disopontocypria abnormis* Gr. n. msc. Данный комплекс, по заключению М. Н. Грамма, не имеет сходства с остракодами из Ферганы и представлен видами, широко распространенными в нижней- и среднеолигоценовых отложениях Кавказа и Мангышлака.

В верхнесарбатырской свите встречены *Nonion dendriticus* Chal., *N. ex. gr. kartkobi* Bogd., *Cribrononion krimholzi* Balakh., *Cibicides ex. gr. ornatus* Bogd. фораминиферы, которые, по заключению Н. Е. Минаковой, очень близки к видам из верхней части среднего майкопа (олигоцен) и из верхнего майкопа Приаралья, что позволило ей считать верхнюю часть сарбатырской свиты верхним олигоценом.

Из моллюсков, по определению А. П. Ильиной, в верхней части сарбатырской свиты присутствуют *Lentipecten inopinatus* Vial., *Cardium* cf. *helterseni* Iljina, *C.* cf. *abundans* Lim., *Solenocurtus* cf. *antiquatus* Pult., *Tellina planata* L., *Corbula helterseni* Mikh., *Gari* cf. *angulatus* Phil., *Pitar islandicoides* Lmk. Этот комплекс, по мнению А. П. Ильиной, относится к верхнему олигоцену и частично к нижнему миоцену. Границу между олигоценом и миоценом она считает возможным проводить по массовому развитию *Corbula helterseni*. В Кызылкумах эта граница пройдет внутри песчано-алевритовых образований верхнесарбатырской свиты. Такой же вывод сделан В. Г. Даниловым и др. (1966), изучавшими третичные красноцветные отложения Кызылкумов. Сборы моллюсков из верхнесарбатырской свиты определял И. А. Коробков. Он считает, что моллюски из нижней части нижнесарбатырской свиты характеризуются формами, распространенными в

олигоцене, а в верхней части этой пачки появляются миоценовые формы. Ранее А. И. Коробков провел монографическую обработку моллюсков из олигоцена Устюрта и Северного Приаралья и пришел к выводу, что сарбатырская свита Кызылкумов и ащейарыкская свита имеют одинаковую фауну и не могут быть сопоставлены с сумсарскими слоями Ферганской и Таджикской депрессии.

К олигоцену Таджикской депрессии, Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта и Ферганы относят сумсарские слои. В последнее время у исследователей насчет этого появились различные мнения. Н. Е. Минакова считает, что в Юго-Западных отрогах вообще нельзя выделить олигоценовые отложения, так как в хочильорском разрезе в основании красноцветных отложений были обнаружены *Amnobauculites* sp., *Nauplophragmoides tshichatschevi* Charm., а А. М. Бухариной из этих же глин определены *Cytheridea mülleri* Münster, которые характерны для сарбатырской свиты, чей возраст в последнее время Н. Е. Минакова считает олигоценовым.

Напротив, анализ фауны моллюсков из сумсарских слоев Таджикской депрессии, проведенный Г. П. Крейденковым, позволил ему эти отложения отнести к верхнему эоцену, а к олигоцену — вышележащие шурьсайские слои.

Этот вопрос затрагивает и Г. Х. Салибаев (1966) в своей кандидатской диссертации. Изучив комплексы видов моллюсков из ханабадских, сумсарских и шурьсайских (гиссарских) слоев, он пришел к такому же, как и Г. П. Крейденков, выводу о верхнеэоценовом возрасте сумсарских слоев, оставив в составе олигоцена лишь шурьсайские (гиссарские) слои.

Выводы исследователей о различном возрасте толщи, залегающей на отложениях верхнего эоцена, связаны, по-видимому, со сложностью в конце палеогена геологической обстановки и именно палеотектонических особенностей. Различное взаимоотношение сумсарских слоев и сарбатырской свиты с подстилающими эоценовыми осадками (в одних случаях постепенный переход, в других — залегание с размывом на различных горизонтах эоцена) свидетельствует в пользу большой дифференцированности тектонических движений, которые и должны были отразиться на строении и залегании рассматриваемой толщи. Восточные участки Ферганской и Таджикской впадин, а также некоторых впадин Кызылкумов (Агитминской и др.) являются депрессиями, в которых в конце эоцена и начале олигоцена море постепенно мелело. В комплексах фауны продолжали доживать эоценовые формы и развивались новые. Поэтому в осадках верхнего эоцена (ханабадские слои) и нижнего олигоцена (сумсарские слои) наблюдается смещение форм эоценовых и олигоценовых. При этом большинство из них (71% для Ферганы и 70% для Таджикской депрессии), по данным Г. Х. Салибаева (1966), эндемичные. Если проводить границу по появлению новых видов, то к олигоцену нужно отнести часть ханабадских слоев, а если по массовому развитию, то сумсарские слои должны быть включены в состав олигоцена. Разноречивость датировки возраста этих отложений, вероятно, и объясняется выбором определенной концепции при анализе фауны.

Руководствуясь решением МСК о датировке отложений и проведении границ по массовому развитию форм, мы включили в состав олигоцена сумсарские, шурьсайские слои, массагетскую, а также нижнюю сарбатырскую свиты. Именно в таком объеме представляются нам олигоценовые отложения, для которых построены палеогеографические карты.

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В строении палеогеновых отложений Восточного Узбекистана принимают участие различные типы пород: карбонатные, сульфатные, фосфатные и терригенные, каждый из которых имеет свои структурные и текстурные признаки. Преобладают породы смешанного состава: терригенно-карбонатные, гипсово-доломитовые и др., имеющие большое значение при расшифровке фациальной обстановки накопления палеогеновых отложений. Наиболее распространены следующие породы: гравелиты, песчаники, глины, известняки, доломиты, сульфаты (гипсы, гипсово-доломитовые породы), фосфориты.

Детальное описание механического, минералогического и особенностей петрографического состава пород требует большого количества аналитического материала, которого, к сожалению, в нашем распоряжении недостаточно.

Ферганская депрессия — область, наиболее изученная предыдущими исследователями (А. М. Габрильян, Р. Ф. Геккер, С. Н. Симаков и др.), занимавшимися вопросами стратиграфии, минералогии, литологии и т. д. палеогеновых пород. Результаты их работ мы широко используем.

По Таджикской депрессии, Юго-Западным отрогам Гиссарского хребта и Кызылкумам наряду с аналитическим материалом авторов были использованы данные и других работ, посвященных палеогеновым отложениям указанных районов. Описание типов пород приводится по стратиграфическим подразделениям.

ПАЛЕОЦЕН

В сложении палеоцена участвует наиболее разнообразный комплекс пород: известняки, доломиты, гипсы, глины, песчаники, гравелиты, но наиболее развиты известняки, доломиты и гипсы.

Гравелиты отмечены в основании разрезов, расположенных вблизи палеозойских поднятий Кызылкумов, Зирабулак-Зияятдинских гор, хр. Каратау, Ферганской и Таджикской депрессий, чаще всего при отсутствии осадков нижнего палеоцена. В Кызылкумах гравелиты известны в основании разрезов хр. Токтыныктау и Карактау и состоят из галек подстилающих пород — известняков, песчаников, мергелей, реже кварца, кремня и обломков палеозойских пород. Цвет их серый, желтовато-серый; окатанность в зависимости от крепости пород средняя и хорошая. Размер галек колеблется от 0,5 до 1—2 см. Цемент в основном песчано-известковистый, редко известково-доломитистый (Карактау), чаще всего базального типа. Среди гравелитов очень часто встречаются прослойки и линзы разнозернистых песчаников и редко зеленой глины (Карактау).

В Ферганской депрессии, в основном в северном и юго-западном обрамлении, развиты более грубые терригенные осадки с устричной фауной прибрежной зоны моря. Среди них выделяется несколько типов: конгломераты, гравийники, разнозернистые песчаники и гравийные известняки.

Конгломераты состоят из галек палеозойских пород различной формы и окатанности размером 0,5—35 см. Галька представляет собой сочетание кварца, кремня и обломков палеозойских пород (сланцы, реже граниты, известняки, песчаники). Встречаются и глинистые гальки из размытых и подстилающих красноцветов верхнего мела. Цемент

известковый с примесью песка и гравия. Количество цемента, как правило, возрастает снизу вверх, достигая 50% объема, а размер галек уменьшается от 5 до 0,5 см.

Гравийники развиты в северной части депрессии, имеют примерно такой же состав и обычно переслаиваются с разнозернистыми песчаниками и конгломератами. Механический состав гравийников (Геккер, 1962): гравия — 74,36%, песка — 11,8, алеврита — 4,61, глины — 9,23%. Карбонатность колеблется от 14 до 60%. Местами карбонатный цемент настолько обильный, что гравийник переходит в гравийный известняк. Химический анализ карбоната свидетельствует о высоком содержании CaO — 50,6%, незначительном количестве MgO — 0,53%, что при пересчете на минералы дает 89% кальцита, 2,4% доломита и 7,8% нерастворимого остатка.

В Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта и Таджикской депрессии гравийники распространены незначительно, примерно аналогичного состава и являются, как и в Фергане, осадками прибрежной (литоральной) части морского бассейна.

Песчаники распространены в верхней части разрезов палеоцеана предгорных районов Кызылкумов и Ферганской депрессии. Песчаники мелко- и разнозернистые, кварцевые, состоят из плохо окатанных угловатых обломков кварца, кремня (до 80%), полевых шпатов (до 15%), редко турмалина, мусковита, пироксена, глауконита. В предгорьях Нуратау в составе песчаников отмечается присутствие большого количества зерен голубого глауконита. В большинстве разрезов наблюдаются включения мелкого и среднего гравия, состоящего из хорошо окатанных обломков кварца, кремня и обломков пород. Местами в песчаниках слабо выражена косая слоистость.

Песчаники, развитые в Северной Фергане, отличаются от вышеописанных розоватой окраской и меньшим содержанием кварца; грубозернистые с линзами и прослоями гравелита, сильно известковистые с включениями зерен и мелких желваков фосфоритов.

Цемент песчаных пород преимущественно карбонатный. Минералогический состав карбонатов цемента изменяется: в одних случаях он состоит из разнозернистого кальцита, в других — замечается доломитизация.

В песчаниках указанных разновидностей встречается богатый комплекс пелеципод, чаще всего устриц *Ostrea kalizkyi* Vial., *O. bellavacina* Lam. и др., указывающих на формирование осадков в условиях прибрежной части мелкого моря.

Глины распространены незначительно, чаще всего в виде тонких прослоев. Глины голубоватые, серые, преимущественно сильно огипсованы, ближе к областям сноса с примесью терригенного материала. Отмечается заметное возрастание MgO и почти полное отсутствие кальцита. Различают две разновидности глин — тонкие и алевритовые. Первые состоят из однородного мелкочешуйчатого вещества с тонкими зернами кварца и слюды, очень редко попадают зерна доломита. В глинах постоянно присутствуют зерна глауконита (0,05—0,25 мм) и окислов железа.

В алевритовых разностях резко увеличиваются размер и количество песчано-алевролитового материала. Обломки в основном состоят из плохо окатанных и угловатых зерен кварца и полевого шпата. «Накопление их происходило в условиях морского бассейна с повышенной концентрацией солей. Незначительное поступление пресных вод с пенеплинизированных областей сноса, затрудненная связь с откры-

тым морем (Фергана) при сухом, жарком климате обусловили повышение концентрации солей и химическое осаждение сульфатов кальция» (Габрильян, 1957). В этой же среде происходит концентрация нонтронита.

Растворимость CaCO_3 , препятствовавшую хемогенному осаждению кальцита, следует объяснить влиянием других солей, например, MgCl_2 (Страхов, 1951).

Известняки. Карбонатные породы по своему вещественному составу подразделяются на ряд типов, среди которых можно выделить 1) известняки без каких-либо заметных примесей обломочного материала, гипса и доломита; 2) доломитовые известняки с незначительной примесью терригенных компонентов и доломита (CaCO_3 : $\text{MgCO}_3=2,95$); 3) огипсованные доломитизированные известняки.

Первые широко развиты в Ферганской и Таджикской депрессиях и в Кызылкумах. Приурочены исключительно к разрезам, расположенным ближе к береговой зоне или же к самой кровле карбонатной толщи бухарских слоев. Образовались они в морском бассейне при весьма слабом поступлении пресных вод и терригенного материала. Соотношение CaCO_3 и MgCO_3 , за редким исключением, указывает на отсутствие в них примеси доломита (А. М. Габрильян).

На образование известняков, обогащенных терригенным материалом, имел большое влияние приток с суши пресных вод, которые поставляли в морской бассейн обломочный материал (до 14%). Известняки данного типа широко развиты в Северной Фергане, Центральных Кызылкумах и предгорьях Гиссарского хребта. Здесь нередко встречаются доломитовые и доломитистые известняки с соотношением CaCO_3 и MgCO_3 , достигающим 12,4, что согласуется с предположением А. М. Габрильяна о динамическом происхождении доломита в известняках.

Наибольшим распространением пользуются известняки третьего типа — доломитизированные известняки с гипсом (Кызылкумы, Фергана, Приташкентский район, Таджикская депрессия). Химический состав известняков данного типа, а также содержащийся в них комплекс органических остатков свидетельствуют о накоплении их в условиях мелкого моря с повышенной соленостью.

В северном обрамлении Ферганской депрессии развиты известняки, резко отличающиеся от описанных выше по составу и условиям накопления. В Варзыке (Геккер, 1962) в основании разреза морского палеогена лежит пачка гравийных известняков, тонко- и мелкозернистых с многочисленным гравием палеозойских пород, с примесью песка и алеврита. Местами обломочного материала настолько много, что известняки переходят в гравийники (описаны в типе песчаников). Известняк представлен тонкозернистым кальцитом, по составу аналогичен карбонатному цементу гравийников, описанных выше. В известняке этого типа развит устричный комплекс фауны. Кроме того, встречаются прослой водорослевых известняков (сел. Варзык, Р. Ф. Геккер), состоящих в основном из остатков сине-зеленых, реже зеленых водорослей. Среди них Р. Ф. Геккер выявляет несколько разновидностей: строматолиты, комочковые известняки, тонкозернистые известняки с ходами и каналцами и т. д. Остатки сине-зеленых водорослей являются показателями подвижной, хорошо аэрированной части прибрежного мелководья, в которой накапливались эти известняки.

В Таджикской депрессии, кроме указанных выше разновидностей, встречаются фораминиферовые известняки — темно-серые, серые, массивные с органической структурой и тонкими прожилками кальцита.

Порода состоит из многочисленных (до 90%) раковин фораминифер и промежуточной массы. Раковины в основном целые и сложены крип-токристаллическим кальцитом. Промежуточная масса представлена мелко-, реже среднезернистым кальцитом (7—10%).

Доломиты распространены менее широко, в виде незначительных по мощности прослоев. Встречаются среди доломитизированных известняков в районах Кызылкумов, Ферганской депрессии и отрогах Гиссарского хребта, наиболее часто в Ферганской депрессии. Доломиты огипсованы, белые или желтоватые, тонко- и мелкозернистые с остатками пелеципод и гастропод. Химический анализ их показывает большое количество SO_3 (15—37%) и незначительное — SiO_2 , Fe_2O_3 и Al_2O_3 . Окись кальция составляет 31—34%, а окись магния — 4—14% (Геккер, 1962).

Под микроскопом выявляются тонкие зерна доломита неправильной, слегка округлой формы с незначительной примесью глинистого вещества (2%). На фоне тонкозернистого доломита выделяются кристаллы гипса, реже целестина, заполняющие пустоты и норы.

Среди описанных доломитов встречаются разности, имеющие оолитовое строение (Кусайкудук, Северо-Восточная Фергана, Сардоба и др.). Состоят они из округлых или удлинённых образований размером 0,2—1,5 мм, скрепленных тонко- или мелкозернистым доломитом или гипсом. Оолитовые доломиты в Таджикской депрессии и отрогах Гиссарского хребта пористые, состоят из большого количества (45—80%) удлинённых, реже овальных псевдооолитов размером 0,2—0,5 мм и промежуточной массы. Псевдооолиты сложены из криптокристаллического доломита. Промежуточная масса представлена мелкозернистым, реже микрозернистым доломитом. Присутствует небольшое количество мелких (до 0,1 мм) угловатых зерен кварца и полевого шпата. Наблюдаются отдельные небольшие участки, выполненные кальцитом, а также прожилки кальцита, секущие псевдооолиты. Оолитовые доломиты являются весьма мелководными образованиями (Р. Ф. Геккер), что подтверждается наличием в них косої слоистости (Фергана) и трещин усыхания (Северо-Восточная Фергана, Кызылкумы).

Кроме описанных выше разновидностей, широко развиты доломиты, обогащенные песчано-алевролитовым материалом, представленным зернами кварца, полевого шпата, кремнистого минерала и гидроокислов железа.

Гипсы развиты в большинстве разрезов палеоцена исследуемой территории, особенно в отложениях нижнего палеоцена Ферганской, Таджикской депрессий и отрогов Гиссарского хребта. В основном это белые, голубовато-серые, реже розоватые мелкокристаллические породы плотного сложения с гнездами тонкоотмученных зеленоватых и буроватых глин, иногда с примесью терригенно-карбонатных компонентов. В отдельных участках гипс перекристаллизован и представлен то прозрачной крупнокристаллической разностью в виде пластин, то длинными (20 см) шестоватыми кристаллами радиального расположения. Местами гипс теряет свое кристаллическое строение и превращается в белое аморфное вещество («сахаристый гипс»). Изредка встречаются включения халцедона. В гипсах, на участках близко расположенных к областям сноса, часто наблюдается значительная примесь терригенного материала, представленного крупными зернами кварца, а местами даже слабоокатанной галькой (до 5 см) палеозойских известняков и кремнистых пород.

Для толщи гипсов палеоцена Ферганской депрессии характерно наличие маломощных прослоев и линз тонкозернистого желтоватого

доломита и доломитового мергеля. В зависимости от наличия окислов железа или меди гипсы принимают розоватые, голубоватые и зеленоватые тона. Мощность слоев гипса — 0,5—15 м.

Мощные толщи гипсоносных осадков палеоцена создавались в условиях выпаривающихся мелководных бассейнов лагунного типа.

Некоторые исследователи (Бабаев, 1959; Габрильян, 1957) считают, что преобладающую часть гипсов следует рассматривать как вторично образовавшуюся вследствие гидротации первичного ангидрита.

НИЖНИЙ ЭОЦЕН

Отложения нижнего эоцена, развитые на исследуемой территории, характеризуются накоплением в основном глинистых осадков, реже алевролитов и песков. Исключение составляет Ферганская депрессия, где набор пород в нижнем эоцене более разнообразный — гравелиты, пески, песчаники, известняки, мергели и даже красноцветы с гипсами. Накопление их происходило в отличие от районов Кызылкумов, Гиссарского хребта и Таджикской депрессии в условиях внутреннего морского бассейна с повышенной соленостью (типа лагуны). Этим объясняются различия механического и минералогического составов литологически сходных типов пород.

Гравелиты. В пределах Кызылкумов и Гиссарского хребта гравелиты и конгломераты распространены незначительно и приурочены в основном к разрезам, расположенным вблизи палеозойских поднятий, где осадки нижнего эоцена трансгрессивно залегают на отложениях верхнего мела и палеозоя. Состоят они из хорошо и среднеокатанных обломков кварца, кремня, реже обломков меловых песчаников и глин. Цемент карбонатный, иногда железистый (Тамдытау). Кроме того, значительное количество гравия наблюдается в песчаниках и глинах разрезов, расположенных в предгорьях хребта Нуратау (скв. 9, 178) и в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта (Кугитангау и др.).

В пределах Ферганской депрессии гравелиты встречаются только в Северной Фергане. По составу галек и окатанности они сходны с конгломератами и гравелитами нижележащих красноцветов мела и описанными ниже гравелитами палеоцена. Состоят из слабоокатанной мелкой и средней гальки (до 5 см, редко 10—12 см), в основном желтого и белого кварца и разноцветных кремнистых пород, реже желтого водорослевого известняка. Цемент белый, желтый или серый песчано-известковистый. Отлагались эти осадки в прибрежной части моря, где галечники были настолько подвижны, что на них почти не селилась фауна (Р. Ф. Геккер).

Песчаники, как и описанные выше гравелиты, попадают изредка, в основном в предгорных областях Центральных Кызылкумов, хребтах Каратау, Нуратау и Ферганской депрессии, и представлены мелко- и среднезернистыми разностями зеленовато-серого и белого цвета. Состоят из окатанных зерен кварца (до 80%), полевого шпата (до 15%), циркона, турмалина, мусковита, хлорита. В песчаниках нередко встречаются включения фосфоритового и кварц-кремневого гравия, мелкой гальки и катунов нижележащих пород, линз гравелитов или мелкогалечных конгломератов мощностью до 0,3—0,5 м. Местами в песчаниках наблюдается увеличение алевритового материала. Основная масса зерен хорошо сортирована, преобладает мелкий и средний песок (0,1—0,5 мм), иногда крупный алеврит (0,05—0,1 мм). Цемент

преимущественно известковый. Имеются рыхлые, совсем не сцементированные разности (Кермине), и такие, в которых цемент составляет 20—60%, переходя в песчаный известняк. Изредка встречается карбонатно-глинистый, ожеженный цемент.

Химический состав песчаников почти одинаков. Высокое содержание SiO_2 (60% и больше) и незначительное Al_2O_3 (до 1%) указывают, что зерна почти исключительно состоят из кварца и кремнистых пород.

Кроме кварцевых песчаников, наблюдаются прослои песчаников, сильно обогащенные глауконитом (Паркент, северный склон Нуратау). Это в основном мелко- и среднезернистые серые, голубовато-серые разности, состоящие из слабоокатанных, чаще угловатых обломков кварца, кремня и зерен глауконита (скв. 6). В остальном они аналогичны описанным выше.

Глины среди отложений нижнего эоцена преобладают, а чаще всего слагают весь разрез. По составу, окраске и фациальной приуроченности можно выделить несколько разновидностей. Глины в зависимости от количества примесей окислов железа и марганца приобретают различные цвета: от темно-серого до красно-бурого. Чаще всего массивные или неяснослоистые, разбиты трещинами отдельности; огипсованные их разности на поверхности выветривания мелкочешуйчатые или оскольчатые. В нижней части нижнего эоцена встречаются стяжения бурого железняка, скрученные, округлые или вытянутые. Диаметр их достигает 3—4 см (Сардоба, Таль).

По минералогическому составу выделяются гидрослюдистые, монтмориллонит-бейделлитовые, реже каолинит-гидрослюдистые разности. Гидрослюдистые являются самыми распространенными. Однако чистые разности их редки. Обычно они встречаются с примесью монтмориллонита или каолинита. Наличие примесей сильно отражается на всех качественных параметрах этих глин. Так, примесь монтмориллонита делает первый эндотермический эффект очень интенсивным, глубоким, конусообразным. Показатели преломления глинистых частиц также значительно меняются: у гидрослюдистых глин без примеси они колеблются от 1,555 до 1,560, примесь монтмориллонита снижает их до 1,541. Примесь монтмориллонита отражается и на химическом составе. В таких глинах содержание SiO_2 достигает 65%, а глинозема (Al_2O_3) лишь 11,32.

Из нерудных минералов часто присутствуют хлорит и слюды. Кроме того, встречаются монтмориллонит с примесью каолинита и гидрослюд. Бейделлит и монтмориллонит, по мнению ряда исследователей, образуют непрерывный изоморфный ряд и различаются между собой отношением SiO_2 к Al_2O_3 как 3:1 и 4:4.

Среди глинистых пород нижнего эоцена на территории Кызылкумов и Южного Узбекистана в толще темно-серых глин в виде прослоев мощностью от 20 до 80 см развиты горючие сланцы. На поверхности выветривания рыхлые, хрупкие, тонкослоистые коричневого и темно-коричневого цвета, в коренном же залегании — черные, плотные. В приконтактных частях горючих сланцев наблюдаются ожелезнение и огипсованность. Горючий сланец горит коптящим пламенем, характеризуется значительным выходом смолы и большой калорийностью. А. С. Федоренко, изучавший горючие сланцы Узбекистана, отмечает в них повышенные концентрации редких элементов.

Глины, развитые в отложениях нижнего эоцена Ферганской депрессии, отличаются от описанных ниже. Макроскопически различаются две разновидности: глины охристо-красные, красные, не вскипаю-

щие от HCl , и охристо-красные, плотные, сильно огипсованные. Эти разновидности имеют очень сходный минералогический состав. Содержание окислов CO_2 , CaO , MgO , Fe_2O_3 превышает кларки этих соединений (Габрильян, 1957) для глинистых пород, а FeO — ниже кларка; соотношение CaO и MgO указывает на доломитность глин. Порода состоит из глинистого вещества и мельчайших зерен доломита (0,001—0,005 мм) неправильно-округлой, шестиугольной или ромбической формы. Красная окраска обусловлена присутствием окислов железа. Соотношение глинистых и доломитовых частей изменяется: в одних разновидностях преобладает глинистое вещество с единичными зернами доломита, другие же в основном состоят из доломита. Примесь песчано-алевритового материала возрастает от следов до 30%, иногда появляются линзы песчаника. Обломочный материал состоит из зерен кварца, полевых шпатов, мусковита, реже турмалина, биотита, лейкоксена.

Рентгено-структурное изучение глин показывает преимущественное развитие среди глинистых минералов каолинита при подчиненном положении монтмориллонита.

Состав глин указывает на окислительные условия их формирования (низкие значения pH), при которых образовался каолинит. Временами pH возрастало до нейтральной или слабощелочной среды, что приводило к накоплению доломита и монтмориллонита.

Образование глин происходило в условиях мелководной лагуны, где испарение было так сильно, что временами отлагались гипсы и доломиты.

Известняки развиты только в предгорных районах Северного Нуратау, Кызылкумов и Северной Ферганы, где среди них выделяются (Геккер, 1962) водорослевые, фораминиферовые, копрогенные и устричные разновидности.

Водорослевые известняки аналогичны встречающимся в осадках палеоцена, уже описанным.

Фораминиферовые известняки белые, желтоватые, тонкозернистые с многочисленными ядрами пеллеципод и гастропод. Состоят из раковин фораминифер (35—40%), детрита сифоней и сине-зеленых водорослей, обломков раковин пеллеципод и гастропод (35%), обломков скелетов иглокожих. Цемент, соединяющий скелетные остатки, сильно перекристаллизован и замещен прозрачным кальцитом.

Копрогенные известняки желтые, плотные, состоят из мелких удлиненно-округлых образований длиной до 1 мм с обломками водорослей (до 0,5 см) и раковинами гастропод. Удлиненные образования сходны с фекалиями моллюсков (Р. Ф. Геккер).

Известняки-устричники белые, желтоватые, переполненные створками устриц, плотно сцементированных тонкозернистым карбонатом, с примесью детрита и обломочного материала. Детрит состоит из обломков известковистых водорослей, фораминифер, раковин гастропод.

В предгорьях Нуратау встречаются маломощные прослои желтовато-серого глинистого известняка с отпечатками устриц и примесью песчано-гравийного материала.

Все описанные разновидности известняков образовались в прибрежной части морского бассейна.

Среди карбонатных пород, кроме известняков, изредка встречаются прослои доломитовых и известковых мергелей желтого и зеленовато-серого цвета, тонкозернистых, состоящих из зерен доломита и глинистого материала. Изредка попадаются кубики окислившегося пирита. Местами в доломитовых мергелях (Сулюкта) присутствует значительное

количество (10—40%) алеврита и мелкого песка. Породы этого типа образовались в участках литорали, где происходило осаждение не только кальцита, но и солей магнезия.

В Северо-Западной Фергане встречаются окремненные разности известняков (Караалма). Это розовые очень крепкие силицитизированные известняки со следующим химическим составом: SiO_2 — 1,5%, Al_2O_3 — 0,6; CaO — 55,4; MgO — 0,48; CO_2 — 42; SO_3 — 0,08%. Привнос кремнезема, вероятно, следует связывать с поступлением в эту часть бассейна пресных вод, обогащенных кремнеземом.

Гипсы в отложениях нижнего эоцена встречаются в виде маломощных прослоев в Южной Фергане и горах Моголтау (Адрасман). Они красного цвета, мелкозернистые, содержат значительное количество терригенного материала. По всему пласту рассеяны зерна крупного и грубого песка и единичные обломки слабоокатанных палеозойских известняков и кремнистых пород. Обломочный материал составляет 20% породы, под микроскопом различаются обломки кварца, турмалина, реже полевого шпата, плагиоклаза, кремнистых пород и перекристаллизованного известняка. Окраска обусловлена наличием бурых окислов железа. Значительная примесь терригенного материала и даже обломков пород свидетельствует о том, что усыхающие бассейны были окружены сушей со значительной крутизной склонов. Незначительная мощность прослоев гипса среди морских осадков нижнего эоцена указывает на кратковременность таких условий седиментации.

СРЕДНИЙ ЭОЦЕН

Отложения среднего эоцена широко распространены в пределах описываемой территории и характеризуются разнообразным набором типов пород.

Литологические разности отличаются большим площадным распространением и представлены гравелитами, песчаниками и алевролитами, глинами, известняками, доломитами, мергелями, гипсами и гипсово-доломитовыми породами, фосфоритами.

Гравелиты встречаются изредка в пределах Центральных Кызылкумов, где они трансгрессивно залегают на отложениях палеозоя. Механический и минералогический состав и прочие особенности гравелитов имеют большое сходство с описанными выше (из более древних горизонтов палеогена).

Песчаники широко распространены на всей территории исследований, особенно в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта, в виде прослоев среди различных пород. По гранулометрическому и минералогическому составу, окатанности зерен и характеру цементирующего вещества выделяется несколько разновидностей. Основными являются полимиктовые и олигомиктовые. Последние состоят в основном из кварца (до 80%) и полевого шпата (до 26%). В полимиктовых преобладают полевые шпаты (43—60%), кварца до 30%.

В песчаниках местами присутствует большое количество рудных минералов (до 70%) в составе тяжелой фракции. Нерудные представлены цирконом, турмалином, гранатом, ставролитом, эпидотом, рутилом, реже дистеном, роговой обманкой, глауконитом, хлоритом. Количественные соотношения минералов различны.

Полимиктовые песчаники Гиссарского хребта и Таджикской депрессии подразделяются на грубозернистые (граувакковидные, по Зеленовой, 1961) и песчаники с примесью туфогенного материала.

Олигомиктовые песчаники широко распространены и представлены разнозернистыми песчаниками с гравием, редко с прослоями гравелита и мелкозернистыми песчаниками, чаще всего известковистыми.

В разнозернистых песчаниках преобладают мелкопесчаная и гравийная фракции. Песчаная состоит в основном из кварца (до 80%) и полевого шпата (до 20%), реже встречаются обломки карбоната и кварцитов, зерна халцедона и фосфатов. Форма зерен различная: мелкие чаще всего угловатые, крупные окатаны. Цемент карбонатный. Мелкозернистые песчаники белые, реже красно-бурые, карбонатные, с преобладанием фракций 0,1—0,25 мм (до 75%). В меньших количествах присутствуют фракции среднезернистого песка или крупного алеврита (до 32%). Цемент мелкозернистых песчаников в зависимости от состава вмещающих их пород кальцитовый, доломитовый, глинистый.

Наиболее распространены песчаники с кальцитовым цементом, в которых часто присутствует детрит (обломки пеллеципод, мшанок, иглокожих) и створки устриц.

Среди олигомиктовых песчаников встречаются прослои полевошпатово-кварцевых с включениями зерен фосфорита. Местами песчаники такого типа переходят в мелкожелваковый фосфорит. Химический состав песчаников с фосфоритовыми включениями следующий: P_2O_5 — до 6,75%; $C_{орг}$ — до 0,3; Fe — до 1,24; Mn — 0,02; CO_2 — до 18,37; $CaCO_3$ — от 5 до 41%.

Цемент описываемых песчаников: карбонатный, глинистый и глинисто-карбонатный. Именно с песчаниками среднего эоцена связана основная масса фосфоритов.

Состав алевролитов и песчаных алевролитов, развитых в отложениях среднего эоцена, аналогичен песчаникам, описанным выше.

В песчаниках, развитых в Ферганской депрессии, преобладает кварц (60—90%), присутствуют полевые шпаты (25%), обломки кремнистых пород, редко мусковит, турмалин, пироксен. В Северной Фергане в аналогичных отложениях значительно меньше кварца, встречаются единичные зерна глауконита и переотложенного фосфорита. В некоторых прослоях песчаника наблюдается косая слоистость, свойственная мелководным морским осадкам.

Глины развиты во всех разрезах среднего эоцена описываемой территории, залегают в виде мощных прослоев среди песчаников, мергелей и известняков, а местами слагают весь разрез (в Восточных Кызылкумах).

По минералогическому составу и условиям формирования выделяются в основном две основные разновидности глин: монтмориллонитовые (местами мономинеральные) и монтмориллонитово-гидрослюдистые.

Монтмориллонитовые глины светло- и ярко-зеленые, в Таджикской депрессии и Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта красновато-коричневые, оранжевые, голубовато-серые, мягкие, иногда плотные листоватые, сильно разбухающие в воде.

Гранулометрический состав глин характеризуется преобладанием пелитовых частиц (до 80%), мелкоалевритовых (до 20%), более крупные фракции составляют меньше 1%. В зависимости от территориального положения содержание алевритовых и более крупных частиц может возрастать.

Монтмориллонитовый состав глин подтвержден рентгеноструктурным, термическим и электронно-микроскопическим анализами.

Химический анализ глин Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта и Таджикской депрессии: SiO_2 — до 51,7%; TiO_2 — 0,35; Al_2O_3 —

21,47; Fe_2O_3 — 1,70; FeO — 0,30; MnO — следы; MgO — 4,05; K_2O — 1,32%.

Химический состав глин Ферганской депрессии обнаруживает повышенное содержание MgO — в среднем 5,1, а также Fe_2O_3 — 4,09%. Рентгенографическими исследованиями установлено присутствие в глинах, наряду с монтмориллонитом, вермикулита, нонтронита, доломита, гидрогематита и кварца. Из этого видно, что MgO входит в состав доломита и монтмориллонита, а Fe_2O_3 связан с нонтронитом (Габрильян, 1957).

Многие исследователи считают, что для образования монтмориллонита необходима щелочная среда. Кроме того, гидроморфная окраска глин свидетельствует о восстановительных условиях их формирования.

В глинах Таджикской депрессии наблюдаются остатки пепловой структуры (Зеленова, 1961). Монтмориллонитовые глины в пределах Юго-Восточных Кызылкумов развиты в основном в верхней части разреза среднего эоцена. Наиболее распространены глины смешанного состава — монтмориллонитово-гидрослюдистые карбонатные и загипсованные песчано-алевритовые. Наиболее широко распространены карбонатные монтмориллонитово-гидрослюдистые глины, серые, желтовато- и зеленовато-серые, плотные, плохо размокающие в воде. Механический состав аналогичен монтмориллонитовым разностям.

Минералогический состав глин довольно разнообразный, местами преобладает гидрослюда, иногда монтмориллонит, но чаще всего смесь обеих разностей, изредка совместно с гидрослюдами встречается каолинит.

Кривые нагревания и рентгено-структурный анализ также подтверждают смешанный состав описываемых глин. Электронно-микроскопическими исследованиями устанавливается иногда преобладание четких гидрослюдистых пластинок, в других случаях — примеси монтмориллонита и каолинита (Зеленова, 1961). Карбонатность глин изменяется от 10 до 30%. Чаще всего представлена кальцитом, реже доломитом (Фергана).

В Таджикской депрессии среди глин смешанного состава в средней части среднего эоцена имеются красноцветные загипсованные песчано-алевритовые разности. Состав песчаного и алевритового материала кварц-полевошпатовый, часто встречаются глауконит, ставролит, эпидот. Имеются карбонатные включения, представленные в основном зернами доломита, реже кальцита.

В Юго-Восточных Кызылкумах и предгорьях Нуратау в нижней части мергелей среднего эоцена попадают прослойки серовато-зеленой или желтоватой глины, в составе которой наряду с указанными минералами (монтмориллонит и гидрослюда) наблюдается значительное количество каолинита. Такие же, но более светлые глины развиты и в верхней части среднего эоцена. Так, в районе Кермине глины имеют следующий химический состав: Fe_2O_3 — 4,5%; FeO — 0,11; CaO — 1,68; MgO — 2,02; CO_2 — 0,08; K_2O — 1,77; Na_2O — 3,00%; SO_3 — 0,94; SO_2 — 0,01; SiO_2 — 59,22; TiO_2 — 0,55; P_2O_5 — 0,69; MnO — 0,11; Al_2O_3 — 12,13%. Аналогичным составом обладают глины в районах хр. Нуратау (Калканата, скв. 182). Наиболее важная особенность глин Юго-Восточных Кызылкумов выявлена минералогическими исследованиями: в составе их обнаружено большое количество глинисто-опаловых агрегатов с цеолитом, иногда достигающих 80%. Цеолиты встречаются в виде призматических кристаллов размером 0,01—0,02 мм. Часто обнаруживаются сростки опала с цеолитом.

Детальные исследования в районе Кермине диагностируют цеолит как клиноптилолит. Кроме указанных разновидностей, в Ферганской депрессии распространены бентонитовые глины (Сулюкта, Шорсу, Майлису и др.). Наиболее изучены они в Шорсу (Тесленко, 1948), где представлены серыми, зеленовато-серыми, мягкими, пластичными, не вскипающими от HCl. Мощность прослоев бентонитов от 0,05 до 0,5 м, редко достигает 1—1,5 м. По данным химических и рентгеноструктурных анализов, сделанных Г. И. Тесленко, глины состоят главным образом из монтмориллонита. Происхождение бентонитовых глин, по мнению многих исследователей (Г. И. Тесленко, А. М. Габрильян, Тквалчрелидзе и др.), связано с гальмиролитическим перерождением пирокластического материала (пеплы и туфы).

Известняки на описываемой территории развиты в основном в Ферганской и Таджикской депрессиях, Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта и межгорных впадинах Туркестанского и Зарафшанского хребтов (Кызылмазар, верховья р. Зарафшан). В Кызылкумах имеются единичные прослои небольшой мощности среди глин и мергелей среднего эоцена. Наибольшее количество разновидностей известняков встречается в пределах Ферганской и Таджикской депрессий, где по составу осадков, фациальной приуроченности их и комплексам органических остатков многими авторами, детально изучавшими литологию указанных регионов (Зеленова, 1961; Геккер, 1962; Габрильян, 1951), выделяются следующие разновидности: известняки детритусовые, псевдооолитовые, оолитовые, фораминиферовые, копрогенные, водорослевые, тонкозернистые, глинистые, гравийные, устричники, ракушечники и др. Останавливаться детально на каждом из них нет необходимости, так как они уже описаны в работах Р. Ф. Геккера (1961), О. И. Зеленовой (1961) и др. Некоторые рассмотрены при характеристике отложений палеоцена и нижнего эоцена. Уделим внимание лишь некоторым из них, на наш взгляд, наиболее распространенным.

Известняки-устричники — белые, желтовато-серые, переполненные раковинами устриц, главным образом *Ostrea turkestanensis* Rom. и *O. afganica* Vial., сцементированные тонкозернистым карбонатом с примесью терригенного материала и раковинного детрита. Количество цемента различно. Цемент состоит из пелитоморфного кальцита (до 25%) с раковинным детритом, представленным обломками устриц, остракод, фораминифер, иглокожих, мшанок (до 75%).

Детритусовый известняк, цементирующий устрицы, содержит незначительное количество SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 (до 5%) и высокое — CaO (до 90%). Содержание доломита составляет 3—5% в Фергане, до 36% в Таджикской депрессии.

Терригенный материал в зависимости от удаления области сноса представлен алевритом, песком, а в прибрежных частях гравием. Обломки плохо окатаны и состоят из зерен кварца, калиевого полевого шпата, кремнистых пород, реже турмалина. В устричниках встречаются выделения аутигенного фосфата, в некоторых районах (восточная часть Таджикской депрессии) часто присутствует мелкораспыленный пирит.

Мелкозернистые известняки — белые, желтоватые, коричневатые, крепкие, нередко с раковинным изломом, единичными устрицами и небольшой примесью детрита. По шлифам видно, что тонкозернистая основная масса перекристаллизована, замещена крипто- и микрозернистым кальцитом. В составе резко преобладает карбонат кальция, на примесь доломита приходится от 0,8 до 6,2%, а на нерастворимый оста-

ток — от 2 до 8 (Зеленова, 1961). В отдельных случаях известняки бывают доломитизированы, в некоторых районах Южного Узбекистана наблюдается окремнение органических остатков. Кроме того, встречаются кремниевые конкреции в виде темных плоских или округлых стяжений, а также овальных желваков концентрического строения.

Образование микрозернистых известняков происходило в мелководной зоне со слабой подвижностью воды, а комплекс пелеципод, развитый в этих осадках Ферганской депрессии (Meretrix, Crassatella, Leda), свидетельствует о солености, не отклонявшейся от нормально-морской.

Известняки песчано-алевритовые — серые, голубоватые, зеленовато-серые, плотные с рассеянным детритом, устрицами, ядрами гастропод, клешнями раков, зубами акул и скатов. Карбонатная часть обычно представлена серым прозрачным мелкозернистым кальцитом. На долю примеси песчано-алевритового материала иногда приходится 15—35%. Обломки состоят из полевых шпатов, рудных минералов: циркона, граната, турмалина, реже ставролита и биотита. В районах, расположенных ближе к областям сноса, количество и размер обломков увеличиваются, появляется значительное количество глауконита и пирита. Глауконит часто замещает раковины или заполняет их внутреннюю полость. В южных районах известняки сильно обогащены пиритом и породы принимают темно-серую окраску. В песчано-алевритовых известняках имеются включения фосфорита, местами образующие значительные скопления.

В Ферганской депрессии и северных районах Южного Узбекистана, наряду с описанными выше разновидностями, встречаются доломитовые белые с зеленоватым и сиреневым оттенком, тонкоплитчатые, неяснослоистые известняки.

Минералогический состав показывает, что кальцит составляет 43—49%, доломит 34—44 (Геккер, 1961). В породе постоянно присутствует терригенный материал, представленный угловатыми обломками кварца, полевых шпатов, хлорита размером от 0,02 до 0,4 мм.

Химический состав: SiO_2 — до 9%; CaO — до 38,4; MgO — до 9,7. Мергели широко развиты в Кызылкумах, Фергане, Южном Узбекистане. Представлены желтовато-зелеными, светло-серыми, коричневыми, желтыми разновидностями с примесью, иногда значительной, глинисто-алевритового и песчаного материала. Состоят из кальцита (40—60%), редко доломита (до 60%) и нерастворимого остатка (до 60%). Механический состав нерастворимого остатка характеризуется высоким содержанием пелитовой фракции (от 47 до 98%), небольшим — алевритовой (до 50%) и песчаной (до 22%). Карбонатная масса сложена тонкими и мелкими зернами кальцита, местами с единичными ромбоэдрами доломита. Терригенный материал состоит в основном из угловатых обломков кварца, реже калиевых полевых шпатов, единичных зерен турмалина. Средний химический состав пород этого типа, распространенных в Кызылкумах и более южных районах, следующий: CaO — до 15%; MgO — 6; CO_2 — 12; P_2O_5 — 2; SO_3 — 0,5; Fe_2O_3 — 4; FeO — 0,1%.

В мергелях очень часто можно наблюдать присутствие мелких рассеянных зерен фосфорита, иногда, особенно в нижних частях разреза, имеются прослои (до 0,5 м) и линзовидные тела, образующие скопления фосфорита промышленного значения (Андрианов, 1937). Мергели заключают многочисленные остатки устриц *Ostrea turkestanensis* Rom. и ядра других пелеципод.

Наряду с известковистыми мергелями в Фергане и Южном Узбекистане развиты доломитовые. Они имеют светло-серую, серую и зеленоватую окраску, тонкослоистые, реже массивные, местами огипсованы.

В прозрачном шлифе доломитовая часть мергеля отличается микрозернистым строением и ромбоэдрической формой зерен. Обломочный материал представлен кварцем, полевым шпатом, обломками кремнистых пород, единичными зернами устойчивых аксессуариев. Зерна в основном угловатые, слабоокатанные, размером 0,01—0,2 мм, равномерно рассеяны по всей породе.

Наряду с указанными мергелями имеются сильно обогащенные песчано-алевритовым материалом разновидности, в которых, кроме указанных выше минералов и пород, встречаются брукит и силлиманит.

Доломиты. Среди доломитов, попадающихся в пределах описываемой территории, наиболее характерны тонкозернистые и доломиты с примесью терригенного материала.

Тонкозернистые доломиты распространены в Таджикской и Ферганской депрессиях и Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта; в Юго-Восточных Кызылкумах имеются единичные прослои среди глинисто-карбонатных пород. Доломиты обычно белые, плотные, иногда с неясно выраженной волнистой слоистостью, при выветривании мучнистые, при обогащении глинистым материалом переходят в мергели. Микроскопическое исследование показывает, что строение их плотное, а тонкие зерна доломита изометрической или четкой ромбоэдрической формы.

Терригенный материал (Зеленова, 1961) представлен пелитом и алевритом (0,5—8,29%), примесью кальцита (не больше 5, редко 8—10%). Местами в доломитах присутствуют гипс и целестин, выполняющие норы (Таджикская депрессия). В разрезах, близко расположенных к областям сноса (северная часть Таджикской депрессии, Северная Фергана), встречаются раковинный детрит и включения фосфорита.

Доломиты с примесью терригенного материала по составу очень похожи на вышеописанные, но примесь пелитового и алевритового материала достигает 20%. С увеличением примеси пелитового материала порода переходит в доломитовый мергель.

Гипсы развиты в основном в Таджикской депрессии и Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта, в Юго-Восточных Кызылкумах встречаются очень редко в виде тонких прослоев. В отличие от гипсов из осадков палеоцена гипсы среднего эоцена являются почти чистым сульфатом кальция, содержание карбонатов около 4%, а нерастворимого остатка всего 0,48%. Отмечаются единичные зерна доломита.

Фосфориты в палеогене Ферганы, Кызылкумов, Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта и Таджикской депрессии образуют самостоятельный тип породы и развиты в основном в отложениях среднего эоцена, реже в виде незначительных прослоев и включений в осадках палеоцена (Кызылкумы) и нижнего эоцена. В Фергане и Южном Узбекистане присутствуют также в сумсарских слоях (горизонт «г»). Среди них можно выделить следующие основные разновидности: фосфориты зернистые, желваково-зернистые, желваковые. Первый тип фосфоритов в чистом виде встречается довольно редко, характерным для этого случая является месторождение Гулиоб (Гиссарский хр.).

Чаще встречается желваково-зернистый фосфорит. Он представляет собой породу желтовато-серого или желтовато-бурого цвета, состоящую из светло- и желтовато-серых, а также темных зерен и желваков фосфорита размером до 5—6 см и песчано-алевритового материала, сцементированного карбонатно-глинистым, фосфато-железисто-глинистым или гипсовым цементом.

Валовое содержание P_2O_5 для Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта и Таджикской депрессии составляет (Касьяков, 1966; Зеленова, 1961) от 9,34 (Якка-Янгах) до 27,33% (Ходжа-Магомед). Этот тип фосфоритов встречается на большей части исследуемой территории. В восточной части Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта и Таджикской депрессии основную массу фосфоритов образует зернистый тип, в котором желваковые стяжения имеют подчиненное значение. Наоборот, в западном направлении — в Каршинском районе и Юго-Западных Кызылкумах — роль желваков в фосфоритовых породах возрастает. Зернистые фосфориты, как правило, насыщают приконтактные зоны, вмещающие фосфоритоносный горизонт; в самом же горизонте они являются примесью, наряду с песчаными зернами кварца, полевого шпата и др.

Отмечается и другая разновидность фосфоритовых пород — крупные желваковые фосфориты. Этот тип состоит из крупных желваковых стяжений фосфорита, крепко сцементированных фосфатным или фосфатно-железисто-гипсовым материалом с включениями карбонатных зерен. В некоторых участках концентрация (90—95%) крупных стяжений фосфоритов настолько велика, что переходит в сплошную фосфоритовую породу, образуя плиту мощностью до 15 м (Кермине, Каншар, Акташсай, Гузар-Каршинская гряда). Этот горизонт залегает между глинистыми породами (отроги Гиссарского хребта) и мергелями (Кермине) и довольно хорошо выделяется в рельефе в виде гривок пестрого цвета за счет сильной лимонитизации, ярозитизации породы.

Приводим химический состав желваковых фосфоритов для Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта, %:

	$Fe_2O_3 + FeO$	Al_2O_3	CaO	MgO	P_2O_5
Тойчи	9,3	2,07	30,55	0,1	47,2
Каншар	3,1	1,91	43,13	1,21	27,0
Акташсай	6,8	2,6	32,5	2,41	16,0

Комплекс минералогических видов в фосфоритовых породах Ферганы и Кызылкумов такой же, как и в указанных выше, но процентное содержание минералов несколько меньше. Более детально с типами и составом фосфоритов можно ознакомиться по работам В. Я. Ильясенко (1959), который занимался изучением фосфоритоносности палеогена Узбекистана.

ВЕРХНИЙ ЭОЦЕН

В отложениях верхнего эоцена набор типов пород ограничен. В основном это глины, чаще всего полностью слагающие разрез в Кызылкумах и Южном Узбекистане, реже песчаники, мергели, известняки. Наибольшее разнообразие пород отмечено в пределах Ферганской депрессии, где наряду с указанными типами развиты устричники, разновидности известняков, мергели, доломиты и др.

Песчаники в основном распространены в отложениях риштанских слоев Ферганы и Южного Узбекистана, в виде единичных прослоев встречаются среди глинистых осадков Юго-Восточных Кызылкумов. По составу чаще всего кварц-полевошпатовые, имеют сходство с описанными выше из отложений нижнего и среднего эоцена. Несколько отличаются песчаники риштанских слоев Ферганы, серые с ржавыми пятнами, содержащие много кварца (до 90%), но меньше полевых шпатов.

В минералогическом составе наблюдается значительное количество минералов: турмалин (от 2 до 20%; по Габрильян, 1957), амфи-

бол, гранат, апатит и другие, а также лучшая окатанность зерен, тогда как в нижележащих слоях песчаника большая часть зерен угловатая.

Глины занимают значительную часть верхнеэоценового разреза на всей исследуемой территории. Однако отсутствие детальной стратиграфической схемы и достаточного количества минералого-петрографических коррелятивов представляет большую трудность погоризонтного расчленения глин для большей части территории (восточная часть Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта, Восточные Кызылкумы). Обычно сильно засоленные и ожелезненные, полиминеральные, насыщенные различными примесями, искажающими характерные параметры различных типов глин, создают сложность диагностирования глинистых минералов. Макроскопически глины различных горизонтов верхнего эоцена совсем не отличимы. Это породы, окрашенные в сероватые, зеленоватые, желтовато-зеленые, зеленовато-коричневые цвета, которые в зависимости от количества присутствующей гидроокиси железа и марганца приобретают различные оттенки от темно-серого до ржаво-бурого. Глины чаще всего массивные или неяснослоистые, реже горизонтальнослоистые, обычно разбиты трещинами отдельности, сильно увлажнены, пластичные, иногда жирные на ощупь, с землистым, занозистым или раковистым изломом. На поверхности выветривания осветленные мелкочешуйчатые, тонколистоватые или крупнооскольчатые. Часто глины огипсованы; примазки мелких кристалликов гипса и пленки (от тонких до 15—20 см толщиной) пронизывают породу в различных направлениях.

Глины в различной степени насыщены карбонатом: от совершенно бескарбонатных до сильно карбонатных, переходящих в мергель. Наряду с относительно чистыми тонкодисперсными глинами встречаются и глинистые породы со значительной примесью алевролитовой и песчаной фракций.

В Юго-Восточных Кызылкумах и Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта по минералогическому составу выделяются глины гидрослюдистые, монтмориллонит-бейделлитовые и каолиновые с промежуточными смешанными разностями — гидрослюдисто-каолиновые, гидрослюдисто-монтмориллонит-каолиновые и др.

Гидрослюдистые глины широко распространены в разрезах палеогена, но определить их отдельный минералогический состав довольно трудно. Больше того, они редко встречаются без примеси монтмориллонита или каолинита. Примесь последних минералов сильно отражается на всех качественных показателях глин. Показатели преломления глинистых частиц также значительно меняются. Если у гидрослюдистых глин без примеси они колеблются от 1,555 до 1,560, то примесь монтмориллонита снижает их до 1,541; с другой стороны, примесь каолинита повышает показатели преломления до 1,561. Приведем химический состав гидрослюдистой глины, содержащей примесь монтмориллонита (%): SiO_2 — 65,61; Fe_2O_3 — 3,74; FeO — 0,50; TiO_2 — 0,80; MnO — 0,06; Al_2O_3 — 11,32; CaO — 1,04; MgO — 2,14; K_2O — 2,87; Na_2O — 1,70; п. п. — 9,70; H_2O (105°) — 5,48; CO_2 — 0,22; SO_3 — 0,32; P_2O_5 — 0,26.

Как видим, примесь монтмориллонита отражается и в химическом составе. Значительно увеличивается содержание SiO_2 и очень понижается — Al_2O_3 , что совсем не характерно для чистых гидрослюдистых глин. Стратиграфически гидрослюдистые глины (почти чистые) приурочены, по данным Н. Я. Дробининой (1962), к средней части риштанских и верхним частям исфаринско-ханабадских слоев верхнего

зоцена. В других частях верхнего эоцена они характеризуются присутствием значительной примеси каолинита и монтмориллонита.

Монтмориллонит-бейделлитовые глины также широко распространены, залегают прослоями в образованиях глин другого состава. Выделение глин смешанного состава обусловлено трудностью их отдельного определения. По разрезу монтмориллонит-бейделлитовые глины развиты в риштанских слоях, реже в исфаринско-ханабадских. В нижней и верхней частях риштанских слоев отмечаются прослои чистых монтмориллонитовых глин.

Каолинитовые глины встречаются значительно реже. Чаще всего это смешанные разновидности, продукты промежуточного этапа замещения каолинита монтмориллонитом или монтмориллонита каолинитом. Последнее замещение происходит в условиях промывания кислыми водами монтмориллонитовых глин в окислительных условиях.

Каолинит-гидрослюдистые глины в основном приурочены к основанию туркестанских слоев верхнего эоцена, хотя попадают в виде примеси в глинах любого минерального состава по всему разрезу палеогена.

Известняки в основном мелкозернистые и глинистые, встречаются в виде единичных прослоев среди глинистых осадков Кызылкумов и Южного Узбекистана. Большим разнообразием известняков также отличается Ферганская депрессия. Здесь присутствуют гравийно-глинистые, оолитовые, фораминиферовые, водорослевые, гастроподовые известняки и т. д. По составу, текстурным и структурным признакам известняки, а также доломиты и мергели очень схожи с описанными выше из отложений среднего эоцена.

Кроме того, в отложениях верхнего эоцена встречаются детритусовые мергели, устричники с алевритовым и глинистым цементом и крупные карбонатные конкреции.

Детритусовые мергели, распространенные в отложениях риштанских, исфаринских и ханабадских слоев, образуют слои небольшой мощности, располагающиеся между глинами и мергелями. Они сложены тонкозернистым глинистым карбонатом и обломками, реже целыми створками пелеципод, гастропод, раковинами фораминифер и остракод (до 70%). Под микроскопом часто встречаются зерна кварца и полевого шпата размером до 0,2 мм. Иногда присутствуют округлые зерна фосфоритов и наблюдается окремнение обломков устриц.

Устричники с глинистым цементом имеются в отложениях туркестанских и риштанских слоев, образованы преимущественно представителями родов *Fatima* и *Platigera*, сцементированными глинистым цементом, иногда карбонатным с примесью алеврита и скелетов (фораминиферы, иглокожие, обломки раковин устриц). Цемент устричников обычно сходен с покрывающей породой, но отличается меньшим содержанием пелита.

Карбонатные конкреции очень часто встречаются среди глин исфаринских и ханабадских слоев, редко туркестанских и риштанских. Известковые конкреции присутствуют в виде крупных караваев, достигающих 1,5—2 м в длину, состоят из светло-серого тонкозернистого известняка, очень плотного, с раковистым изломом, редко с ядрами пелеципод и гастропод, примесью угловатых зерен кварца и полевых шпатов размером до 0,1 мм (до 20%). Органические остатки иногда составляют 60%, и порода приобретает облик органогенного известняка.

Химический состав конкреций показал (Р. Ф. Геккер), что сумма кальцита 76—79%, а степень доломитности — 1,8—14%. Образование

конкреций происходило (Р. Ф. Геккер) в стадию диагенеза на участках, где сохранилось много органических остатков и разложение органического вещества создавало благоприятные условия для осаждения карбонатов из илового раствора.

Глины. В Таджикской депрессии и Южном Узбекистане глины верхнего эоцена не отличаются от среднего, поэтому выше дана их общая характеристика. В Ферганской же депрессии, наряду с указанными выше особенностями глин, можно отметить более широкое развитие их кремнистых разностей. Например, глины исфаринских слоев не содержат кальцита и сингенетических сульфатов. Количество кремнезема изменяется от 58 до 65%. Минералогический, рентгеноструктурный и термический анализы указывают на присутствие из глинистых минералов монтмориллонита, вермикулита и каолинита. Более детальное описание глин приводится в работах А. М. Габрильяна, Р. Ф. Геккера и др.

ОЛИГОЦЕН

Отложения олигоцена в пределах Ферганы и Южного Узбекистана в фациальном отношении делятся на две различные части: нижнюю (сумсарские слои) — морскую; верхнюю — континентальную (сумсарско-майлисайская и чильдаринская свиты и шурысайские слои). В пределах Кызылкумов развиты лагунно-морские осадки сарбатырской свиты. В связи с этим описание типов пород приводится последовательно от морских к континентальным.

Песчаники имеют несколько разновидностей и характеризуются некоторыми особенностями в различных частях описываемой территории.

В Ферганской депрессии песчаники зеленовато-серые, часто с примесью алевритового материала и ходами роющих организмов. По гранулометрическому составу, наряду с собственно песками и песчаниками, можно выделить алевритовые песчаники, даже песчанистые алевролиты. В составе песчаников преобладают кварц (40—60%), полевые шпаты, обломки кремневых пород, реже присутствуют мусковит, турмалин, пироксены, рудный минерал.

Один из наиболее характерных признаков — наличие глауконита, которому очень часто сопутствует каллофанит. Темно-зеленая окраска зерен глауконита позволяет относить их к мелководным морским осадкам верхней части шельфа, отличавшейся неустойчивостью геохимических условий в отношении окислительно-восстановительного потенциала. Кроме того, песчаники обогащены фосфоритом, который представлен крупными зернами и желваками, а также фосфоритизированными ядрами мелких пеллеципод. Цемент песчаников известковый (около 20%).

В Южном Узбекистане и Таджикской депрессии песчаники распространены более широко, слагая чаще всего верхнюю часть разреза сумсарских слоев. Представлены они зеленовато-серыми, коричневыми, бурыми разностями, тонко- и мелкозернистыми, иногда глинистыми, граувакковыми прослоями.

Песчаники полимиктовые, местами известковистые, состоят в основном из обломков кварца, кремня, полевых шпатов и обломков пород с включениями гравия, редко с тонкими прослоями и линзами гравелита.

В северных и восточных районах в песчаниках встречаются зерна глауконита, местами в значительном количестве. Примесь гравия, прослой и линзы гравелита и конгломерата состоят из плохо окатанных

обломков кварца (до 70%), известняков (до 10%), песчаников (до 10%), изверженных пород (до 10%) диаметром 3—4, редко 6—7 см.

Цемент карбонатный, реже глинисто-карбонатный. Встречаются единичные прослои сильно известковистого песчаника, местами переходящего в известняк.

Глины. В Ферганской депрессии глины красные, изредка окристо- и кирпично-красные, плотные, иногда алевритовые, известковые. Содержание CaCO_3 в них колеблется от 10 до 22%, местами обнаруживается повышенное содержание MgO . Рентгенографический анализ показывает присутствие, наряду с монтмориллонитом, галлузита. Кривая нагревания также подтверждает его наличие (Габрильян, 1957).

Глины тонкие, однородные по составу, густо окрашены окислами железа в буро-красный цвет, содержат много карбоната в виде мельчайших зерен размером 0,002—0,02 мм. Обломочных зерен в тонких разностях очень мало. В алевритовых разностях мелкий алеврит составляет не меньше 10%, глауконит встречается чаще, чем в тонких глинах.

Химический анализ глин показывает значительное уменьшение кремния (до 49,33%) по сравнению с распространенными в риштанских слоях и увеличение окиси алюминия (до 17,35%), окиси кальция (от 1 до 9%) и окиси магния (от 2,5 до 5,4%). Ярко-красная окраска глин указывает на образование осадка в явно окислительной среде. Содержание железа обычно не больше, чем в вышележащих зеленых глинах, окраска зависит от минералогической формы (Р. Ф. Геккер). Накопление их происходило при незначительной подвижности воды.

В Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта и Таджикской депрессии наряду с огипсованными глинами распространены сильно лимонитизированные алевритовые разности.

Глины гидрослюдистые, часто с алевро-пелитовой структурой, состоят из интенсивно лимонитизированного глинистого вещества с большим количеством мелких чешуек гидрослюды, карбоната и обломочного материала (до 15—20%), представленного в основном мелкими (0,01—0,1 мм) угловатыми зернами кварца (до 90%), полевого шпата, кремнистой породы, эпидота, редко хлорита.

Из органических остатков широко развиты устрицы (*Exogyra*), гастроподы, фораминиферы и остракоды. В зависимости от количества примеси терригенного материала глина переходит в алевритистую разность и алевролит.

Среди вышележащих континентальных осадков олигоцена в Фергане и Южном Узбекистане наиболее распространены глины, песчаники, алевролиты, реже гипсы.

Песчаники серовато-коричневые, коричневые, буровато-коричневые, мелкозернистые, часто глинистые, полимиктовые с прослоями коричневой глины и гипса, как правило, косослоистые.

Глины коричневые, красновато-коричневые, редко зеленоватые, сильно алевритистые, иногда известковистые, с прослоями и линзами песчаников, гипсов, редко мергелей. Глины занимают значительную часть разреза шурьсайских слоев.

Гипс белый, розовато-коричневый, мелкозернистый, «сахаровидный» с примазками и линзами коричневой глины и песчаника. Образует прослои мощностью до 2 м, очень часто залегает в виде линз среди глин и песчаников.

Плохая сортированность материала, часто линзовидное залегание, наличие косой слоистости потокового типа и аэроморфной окраски, почти полное отсутствие органических остатков свидетельствуют о том, что

описанные выше осадки накапливались в условиях континентального режима.

Развитые в Кызылкумах отложения сарбатырской свиты литологически подразделяются на две части: нижнюю — преимущественно глинистую, верхнюю — песчаную.

Глины красные, розовато-бурые с фиолетовыми и серыми пятнами, зеленовато-серые, алевритистые, с прослоями песчаника, редко с тонкими прослоями и линзами гипса. Глины содержат богатый комплекс морских органических остатков.

По направлению к палеозойским поднятиям глины сильно запесочены, ожелезнены, местами замещаются алевролитами и песчаниками.

Песчаники серые, розовые, красноватые, мелкозернистые, алевритистые, кварц-полевошпатовые, часто косослоистые, с остатками пелелипод, фораминифер и остракод.

По комплексу литологических признаков, чередованию аэроморфной и гидроморфной окрасок и органическим остаткам можно судить о том, что накопление сарбатырской свиты происходило в условиях прибрежной равнины, временами заливавшейся морем. Наличие прослоев гипса и огипсованность глин и песчаников подтверждают предположение о периодическом повышении солености воды в морском бассейне.

ХАРАКТЕРИСТИКА ФАЦИАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ

В палеогеновых отложениях Восточного Узбекистана по месту образования выделяются морские, лагунные и континентальные группы фаций.

Согласно легенде, разработанной главной редакцией Атласа палеогеографических карт, в группе морских фаций для описываемой территории выделяются фации: а) мелкого моря, б) прибрежной части моря; в группе лагунных: в) опресненных частей замкнутых или окраинных бассейнов, г) осолоненных частей морского бассейна; в группе континентальных: д) низменных равнин, е) аккумулятивных всхолмленных равнин. Кроме того, выделяются: ж) переходные или смешанные комплексы фаций прибрежных равнин, временами заливавшихся морем (рис. 8—18).

Поскольку тектонические колебательные движения представляют собой непрерывно-прерывистый процесс, развивавшийся в палеогене, результаты его проявления привели на отдельных участках площади, а также и в вертикальном разрезе к формированию чередующихся между собой фациальных комплексов. Поэтому на фациальных профилях и картах выделены участки полосчатой расцветки, в которых резко выражена фациальность седиментационного бассейна. И действительно, например, в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта в дат-монтское и верхнепалеоценовое время наряду с лагунными условиями седиментации наблюдалось накопление мелководных морских осадков, что и отразилось в чередовании фаций. Ниже приводится краткая характеристика выделенных фаций.

Фация мелкого моря является самой распространенной как по площади, так и вертикальному разрезу палеогена описываемой территории. Осадки с признаками формирования их в мелких морях выделяются в дат-палеоцене, эоцене, в меньшей степени в среднем эоцене и начале олигоцена. При этом в дат-раннем палеоцене и олигоцене на

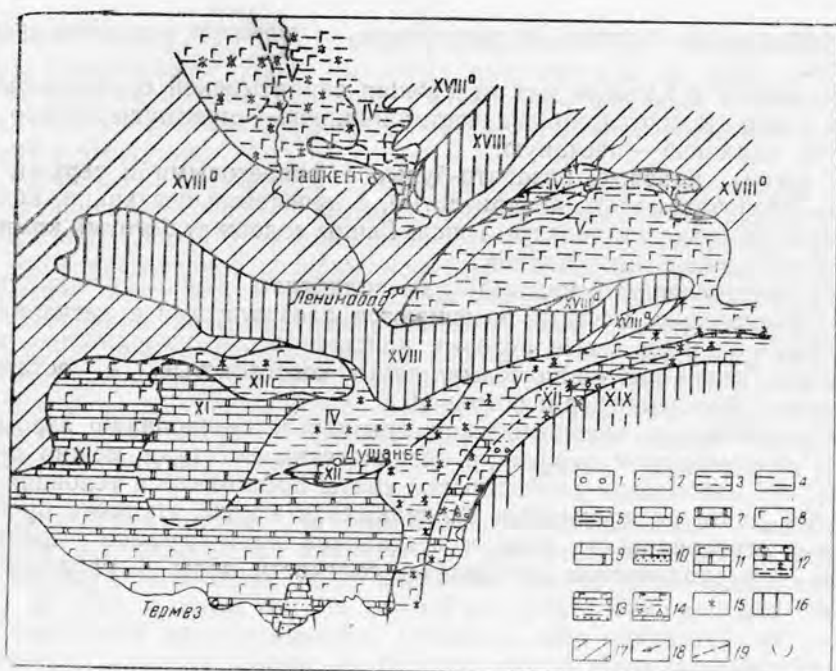


Рис. 8. Литолого-палеогеографическая карта Восточного Узбекистана в дат-раннем палеоцене.

1—конгломераты; 2—песчаники; 3—алевролиты; 4—глины; 5—мергели; 6—известняки; 7—доломиты; 8—гипсы; 9—доломитизированные известняки; 10—чередование песчаников и мергелей; 11—гипсов, доломитов и известняков; 12—гипсов, доломитов и глин (с преобладанием последних); 13—гипсов, известняков, глин и песчаников (глины преобладают); 14—гипсов, глин, алевролитов, песчаников, конгломератов и известняков; 15—красноцветные осадки; 16—область сноса, сложенная палеозойскими породами; 17—область сноса, сложенная мезозойскими породами; 18—направление сноса; 19—граница распространения фациальных комплексов.

Фаши: IV—опресненные части моря; V—внутренние осолоненные моря; XI—чередование фаши мелкого моря и внутренних осолоненных морей; XII—чередование фаши опресненных частей моря и внутренних осолоненных морей.

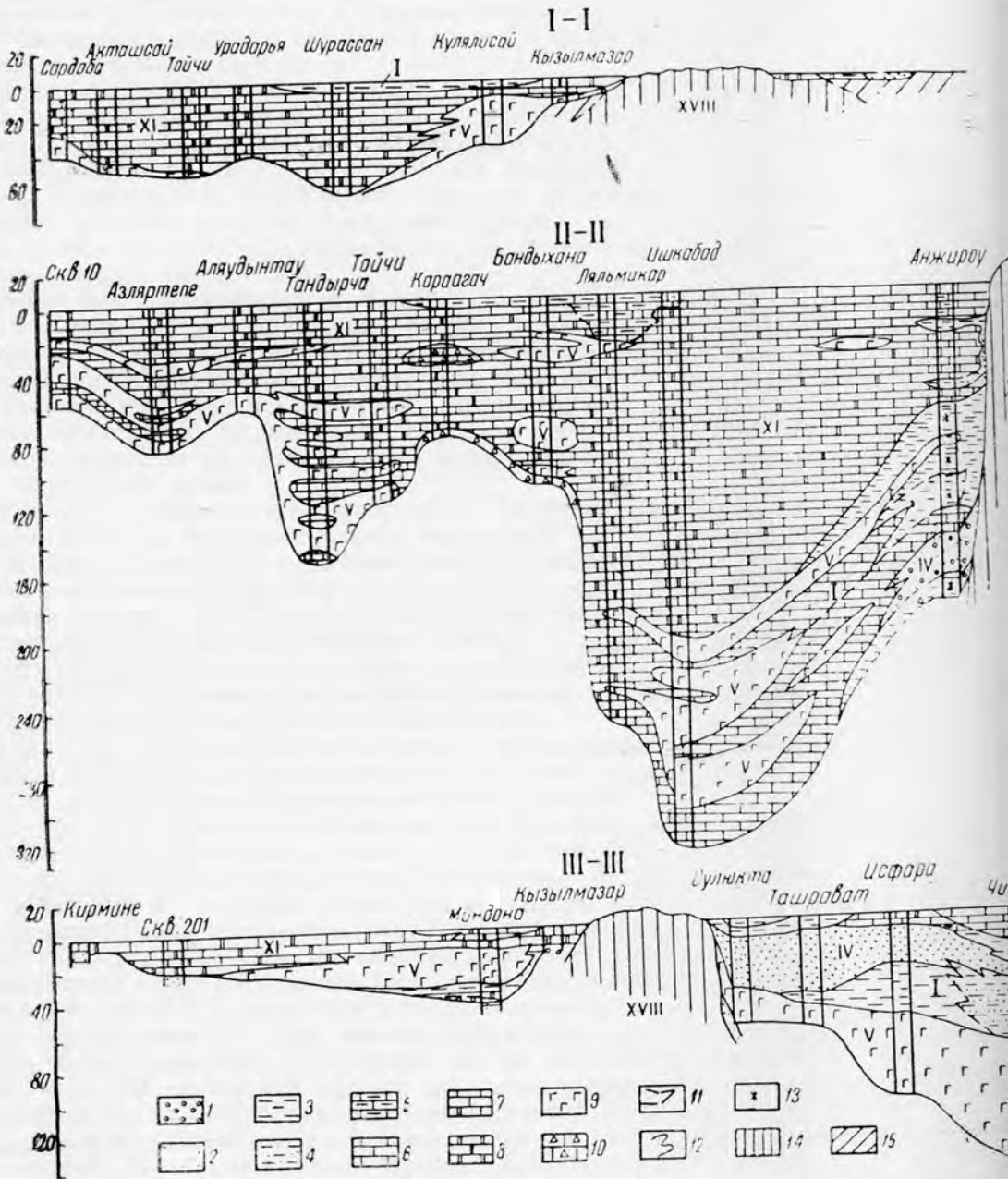
Области сноса: XVIIa—депудационные равнины; XVIII—депудационные всхолмленные равнины; XIX—низкие горы.

отдельных участках (рис. 8—18) осадки мелкого моря сопряжены с лагунными и даже с фашиями всхолмленных или низменных равнин, поскольку для этих моментов палеоценовой истории характерно: для первого — начало развития трансгрессии, второго — ее завершение, т. е. регрессия.

В палеогеновых морях накапливались известняки, мергели, глины известковистые, монтмориллонитовые, бейделлит-гидрослюдистые, на отдельных участках с примесью алевролитовых частиц и даже прослоев алевролита, и горючие сланцы. Распространение этих типов пород отображено на фациальных профилях и фашиально-палеогеографических картах. О том, что эти осадки формировались в условиях мелкого моря, имеются следующие признаки.

Известняки дат-раннего палеоцена, развитые лишь в центральной части Таджикской депрессии (хр. Аруктау, Актау, Бабатаг, Каршитау и др.), залегают среди лагунных гипсов в виде неоднократно повторяющихся прослоев. Встречаются оолитовые разности известняков, параллельнослоистые детритовые, водорослевые. Плотные мелкокристаллические разности известняков, возможно, хемогенные. Именно в прослоях известняков Г. П. Крейденков (1963) собрал фауну *Corbis*, *Lucina*, *Crassatella*, *Pitar*, *Nucula*, *Cardita* и др. Изредка встречаются мелкие

морские ежи, одиночные кораллы. Моллюски являются, как правило, обитателями мелкого моря и живут, как указывает Н. К. Овечкин (1954), «в сублиторальной зоне», т. е. в пределах от нижней границы отлива до нижней



Моллюски являются, как правило, живут, как указывает Н. К. Овечкин, т. е. в пределах от нижней границы

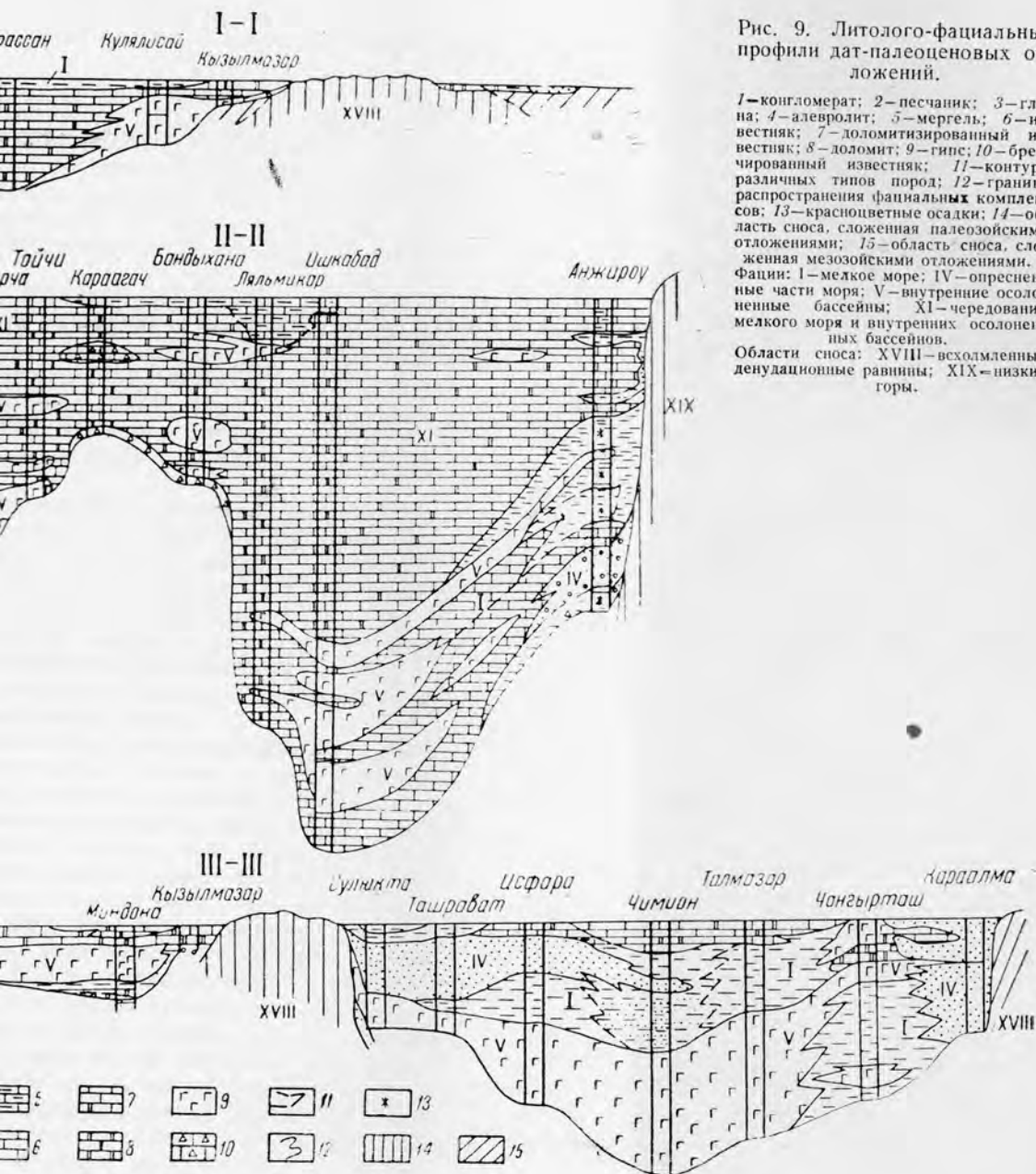


Рис. 9. Литолого-фациальные профили дат-палеозоических отложений.

морские ежи, одиночные кораллы. Моллюски являются, как правило, обитателями мелкого моря и живут, как указывает Н. К. Овечкин (1954), «в сублиторальной зоне», т. е. в пределах от нижней границы отлива до нижней границы произрастания водорослей. В абсолютных цифрах это примерно соответствует глубинам от 0 до 500 м, которые подтверждаются и сопряжением известняков с гипсами, а последние в западной части Таджикистана и Южном Узбекистане по простиранию часто замещаются фациями низменных равнин — красноцветными алевролитами, песчаниками и т. д.

Аналогичные по составу и текстуре известняки развиты в верхнем палеоцене, где они достигают большого площадного развития, охватывая Таджикскую и Ферганскую депрессии, Приташкентский и Каршинский районы, а также Юго-Восточные Кызылкумы. Это указывает на стабилизацию мелководного морского бассейна на большой площади, хотя соленость его была еще повышена и в водах могли обитать представители «капланбекского» солоноватоводного комплекса фауны (Вялов, 1935).

В Таджикской депрессии и Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта в конце палеоцена бассейн приобрел нормальную соленость и несколько углубился, на что указывает накопление в этих пунктах мергелей, переслаивающихся глинами (каратагский горизонт) с микрофауной фораминифер и каратагским (волжским) типом фауны моллюсков. Аналогичные формы обнаружены и в Северной Фергане, что является указанием на проникновение моря с нормальной соленостью и в Ферганский залив.

В эоцене развивающаяся трансгрессия приводит к полному исчезновению почти на всей описываемой территории сульфатно-карбонатных осадков и широкому развитию глинистых мелководных морских. Исключением является средний эоцен в восточных участках Приташкентского района, где появляются прибрежные кварцевые пески, а в Таджикской и Ферганской депрессии наряду с глинами возникают мергели, устричники и даже красноцветные образования с гипсом. Наличие последних указывает на временное обмеление морского бассейна и даже образование в отдельных местах лагун.

Глинистые породы образуют мощные толщи в разрезах палеогена. Основная возрастная их приуроченность — нижний и верхний эоцен. Здесь их максимальные мощности достигают первых сотен метров. В виде прослоев, имеющих подчиненное значение среди других фаций, они содержатся в палеоцене, среднем эоцене и олигоцене. В западной части рассматриваемой территории (Кызылкумы, Бухарская депрессия) среднеэоценовые осадки также большей своей частью представлены глинами. Глины зеленовато-, голубовато-серые, желтовато-зеленые с тонкой горизонтальной слоистостью, реже массивные с редкими прослоями алевроитовых глин и алевролитов. Осадки тонкодисперсные монтмориллонит-бейделлитового и гидрослюдисто-каолинитового составов, что является характерным для глин мелководных фаций, а именно области шельфа, более удаленной от береговых частей моря, с глубинами от 80 до 100 м. На длительный перенос глинистых частиц указывает содержание в них легкой фракции преимущественно устойчивых минералов — кварца и слюды, а из тяжелых — циркона, турмалина, рутила и рудных. Минералы тяжелой фракции присутствуют лишь в отдельных образцах из глинистых пород этой фракции. Как указывает Н. М. Страхов (1961), «они могут выпадать в начале пути сноса материала в прибрежной части за счет своего большого удельного веса». Из других минеральных включений отмечаются фосфориты, обычно

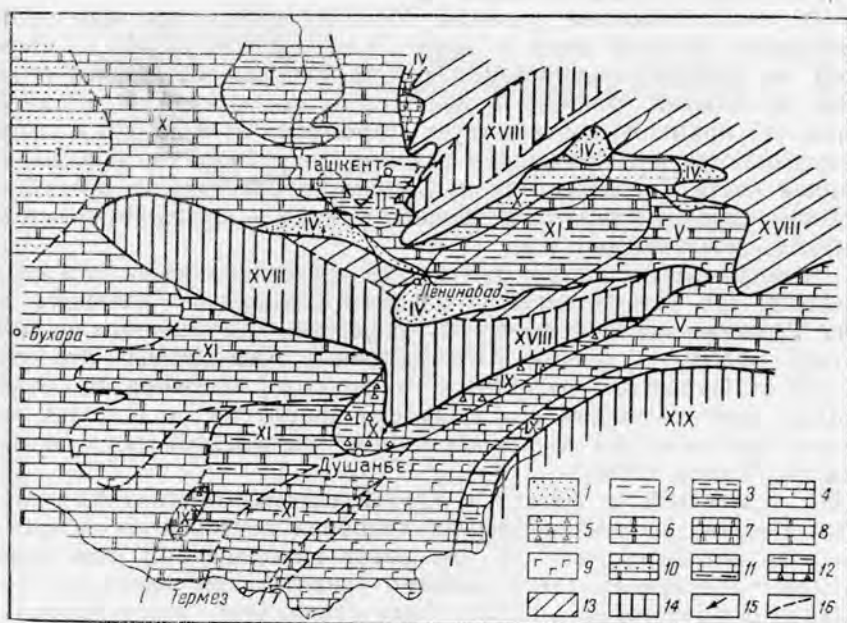


Рис. 10. Литолого-палеогеографическая карта Восточного Узбекистана в позднем палеоцене.

1—песчаники; 2—глины; 3—мергели; 4—известняки; 5—брекчированные известняки; 6—доломитизированные известняки; 7—окремненные известняки; 8—доломиты; 9—глины; 10—чередование доломитизированных известняков и песчаников; 11—известняков и глин с преобладанием первых; 12—мергелей, известняков и брекчированных известняков; 13—область сноса, сложенная палеозойскими породами; 14—область сноса, сложенная палеозойскими породами; 15—направление сноса; 16—контуры литологических типов пород.

Фации: I—мелкое море; II—прибрежные части моря; IV—опресненные части моря; V—внутренние осолоненные бассейны; IX—чередование фаций прибрежных и опресненных частей мелкого моря; X—чередование фаций мелкого моря с нормальной соленостью и мелкого моря с повышенной соленостью; XI—относительно глубокая часть мелкого моря.

Области сноса: XVIII—всхолмленные денудационные равнины, XIX—низкие горы.

приуроченные к нижним частям верхнего эоцена, пирит в виде рассеянных в породе зерен, аутигенный и переотложенный глауконит. Алевроитовые породы развиты незначительно: встречаются в виде линзочек, примазок и редко прослоев. Это тонкозернистые разности, часто подчеркивающие тонкую горизонтальную слоистость в глинах. Перечисленные признаки подтверждают мелководный характер глинистых осадков. Этому не противоречит содержание в глинах бентосных форм фораминифер.

Особое место в комплексе пород мелководных фаций занимают горючие сланцы. В исследуемом районе они приурочены к нижней части осадков нижнего эоцена, залегая в виде прослоев до 0,5 м среди глин в Приташкентской депрессии, в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта и в Юго-Западных Кызылкумах. Горючие сланцы рассматриваются как тип осадков, формирующихся на глубине и значительном удалении от берега (глины майкопской свиты). Однако разности их, обогащенные значительным количеством редких и рассеянных элементов (палеогеновые горючие сланцы Средней Азии), как указывает Д. Г. Сапожников (1961), «заметно тяготеют к берегу или располагаются на приподнятых участках в пределах водоема». Следовательно, наличие в нижнем эоцене горючих сланцев, обогащенных редкими элементами, можно рассматривать как одно из доказательств мелководности глин, вмещающих эти горючие сланцы.

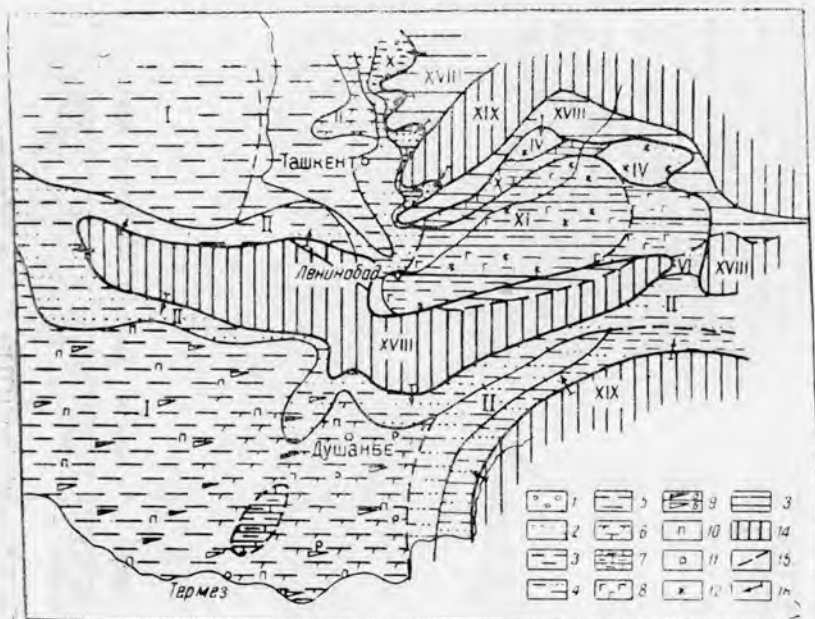


Рис. 11. Литолого-палеогеографическая карта Восточного Узбекистана в раннем эоцене.

1—конгломераты; 2—песчаники; 3—алевриты; 4—глины запесоченные; 5—глины; 6—глины известковистые; 7—мергели; 8—гипсы; 9—горючие сланцы; а—выявленные, б—предположительное развитие; 10—включения пирита; 11—включения фосфорита; 12—красноцветные осадки; 13—область сноса, сложенная преимущественно меловыми отложениями; 14—область сноса, сложенная палеозойскими отложениями; 15—граница распространения фациальных комплексов; 16—направление сноса.

Фаши: I—мелкое море; II—прибрежная часть мелкого моря; IV—опресненные части моря; V—внутренние осолоненные бассейны; VI—подводная отмель; X—чередование фаший прибрежно-морских и опресненных частей моря.

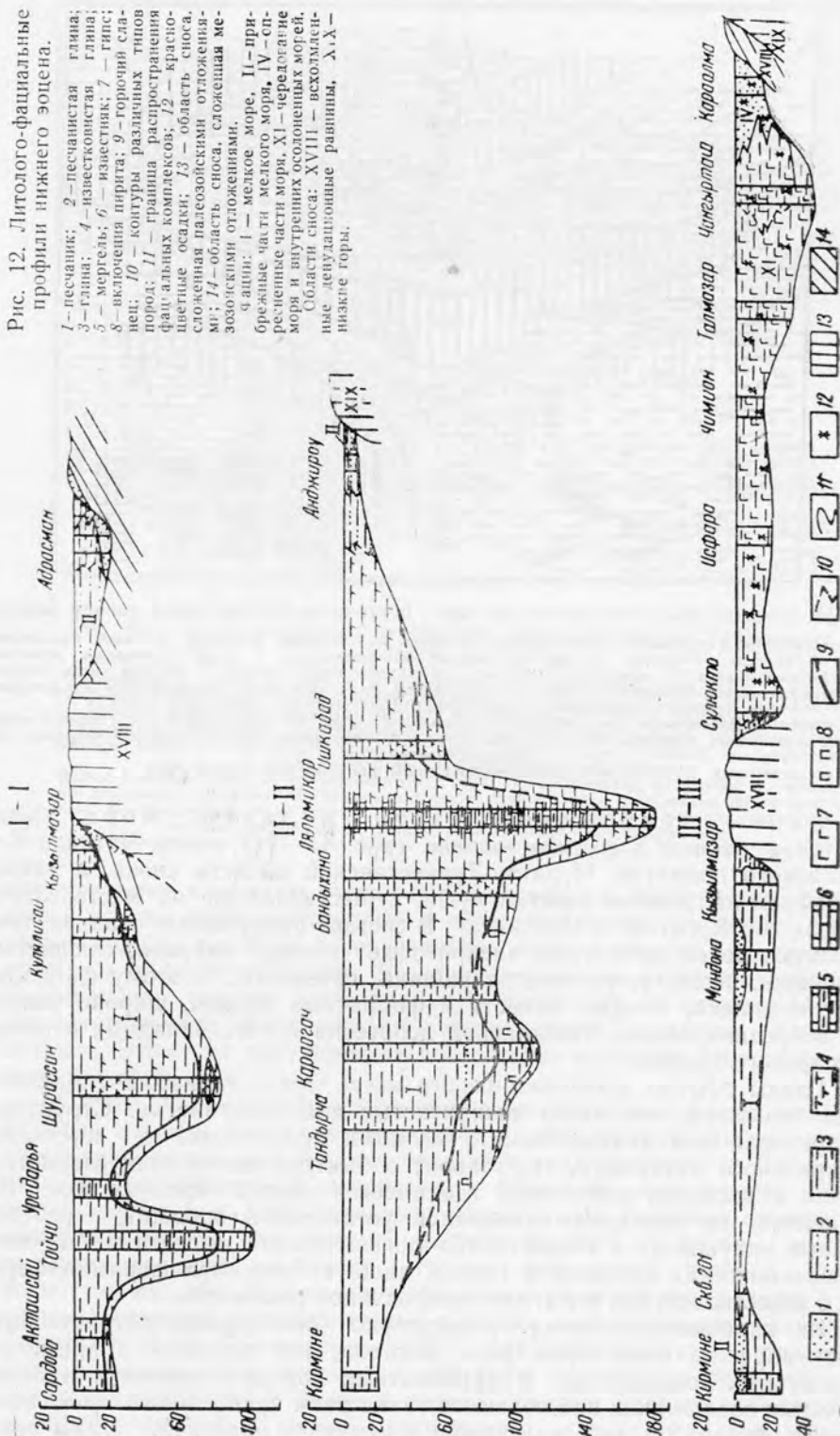
Области сноса: XVIII—всхолмленные денудационные равнины; XIX—низкие горы.

Фаши прибрежной части мелкого моря выделяются в раннем и среднем эоцене (рис. 11—14) вдоль Чаткало-Куряминского поднятия, Нуратау-Туркестанской области сноса, а также обрамляют островные участки суши, существовавшие на месте современных гор Кугитанг и Сурхантау. В составе прибрежных осадков присутствуют зеленовато-серые алевритовые глины, кварцево-слюдистые песчаники, пески, устричные ракушники, гравелиты. К этому фациальному комплексу следует отнести и фосфатные породы, широко развитые в среднем эоцене Таджикской депрессии и Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта.

Глины обычно зеленовато-серого цвета, среднеслоистого сложения, реже тонкослоистые, часто алевритистые или песчанистые. Структура алевритовая или псаммитовая с мелкими примазками и сгустками алевритового материала, что говорит о быстрой коагуляции глинистых частиц в условиях побережья, где имеется подток пресных вод. Из включений не глинистых минералов установлены кальцит, переотложенный глауконит, а также пятна органических веществ и битумов. Из органических остатков в глинах чаще встречаются фораминиферы как с известковой, так и с аглютинированной раковиной.

Из карбонатных пород присутствуют биоморфные, детритусовые, пелитоморфные известняки, реже мергели, как правило, с примесью терригенных компонентов. В карбонатных породах, мергелях и алевритистых известняках наблюдаются знаки ряби прибрежного типа (Бандыхана, Акташ-2 и др.), включения гравийного материала, следы роющих раков.

Рис. 12. Литолого-фациальные профили нижнего эоцена.



1 — песчаник; 2 — песчанистая глина; 3 — глина; 4 — известковистая глина; 5 — мергель; 6 — известняк; 7 — гипс; 8 — включения пирита; 9 — горючий сланец; 10 — контуры различных типов пород; 11 — граница распространения фациальных комплексов; 12 — красочные осадки; 13 — область сноса, сложенная палеозойскими отложениями; 14 — область сноса, сложенная мезозойскими отложениями.

чаше: I — мелкое море, II — прибрежные части мелкого моря, III — внутренние части моря, IV — чередование моря и внутренних осолоненных морей.

Области сноса: XVIII — всхолмленные денудационные равнины, XIX — низкие горы.

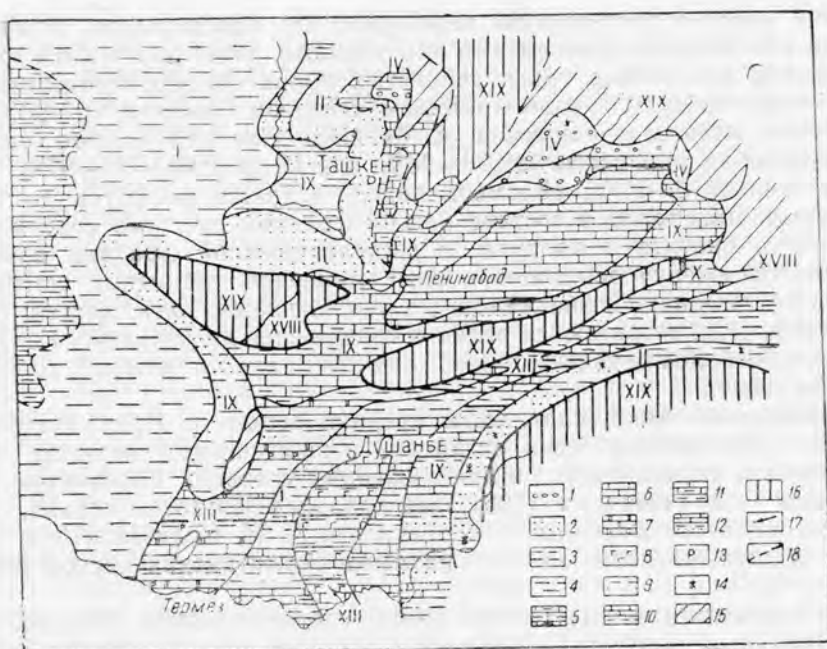


Рис. 13. Литолого-палеогеографическая карта Восточного Узбекистана в среднем эоцене.

1—конгломераты; 2—песчаники, пески; 3—алевролиты; 4—глины; 5—мергели; 6—известняки; 7—доломиты; 8—гилсы; 9—чередование глин и песчаников; 10—гли и известняков (последние преобладают); 11—гли, мергелей и известняков; 12—песчаников, глин, известняков (преобладают известняки); 13—включения фосфоритов; 14—красноцветные осадки; 15—область сноса, сложенная мезозойскими породами; 16—область сноса, сложенная палеозойскими породами; 17—направление сноса; 18—контуры литологических типов пород.

Фации: I—мелкого моря; II—прибрежных частей мелкого моря; IV—опресненных частей моря; IX—подводные отмели; X—в начале и конце среднего эоцена прибрежно-морские фации, в середине—внутренние осолоненные бассейны; XIII—в начале и конце среднего эоцена фации мелкого моря с нормальной соленостью, в середине—внутренние осолоненные бассейны.

Области сноса: XVIII—всхолмленные денудационные равнины; XIX—низкие горы.

Из органических остатков наиболее часто встречаются устрицы (левобережье Чирчика и Северная Фергана), нередко образующие крупные, массивные (устойчивые при приливно-отливных течениях) устричные прослои и банки. По распределению их в породе иногда можно определить направление и характер течения, его силу, но чаще они беспорядочно захоронены и раздроблены. Выполняющий материал—песчано-глинисто-карбонатная масса. В районе Уратюбе и Андарака о существовании прибрежно-морских условий упоминают Р. Ф. Геккер и Н. И. Осипова (1961). Здесь отмечаются следы, оставленные прикрепляющимися и сверлящими организмами в породах палеозоя, представлявших собой абрадированные поверхности с небольшими возвышенностями, на подводной части которых селились сверлящие организмы—моллюски, камнеточы из групп *Lithorhaga* и *Martesia*. Последние селились и на успевших затвердеть палеогеновых известняках и отмерших раковинах *Ostrea* и *Fatina*.

В этом фациальном комплексе преобладают песчаники и пески, образующие толщи в 20—30 м (кварцевые пески алайских слоев в Приташкентском районе) или отдельные прослои в 1,5—2 м. Макроскопически это белые, серые, буровато- и светло-серые и пестрые породы от мелко- до крупнозернистых, сравнительно хорошо отсортированные, реже средне- и плохоотсортированные с горизонтальной слоистостью. Нижний контакт постепенный или носит следы размыва, а

верхний чаще с постепенным переходом. По простирацию песчаники иногда замещаются гравелитами или глинами, реже образуются линзы песчаников или песков среди глинистых пород. Минералогический состав характеризуется олигомиктовым составом: кварца 70—90% (в отдельных разрезах, например, в Майском Приташкентского района содержание кварца достигает 95—96%, а в Шурабсае — 91—97%), полевых шпатов 5—20%, обломков пород, а также фосфатов до 10%. Из других минералов в составе легкой фракции ощутимо содержание мусковита, биотита и хлорита. В составе тяжелой фракции доминирующее положение занимают рудные минералы: ильменит, магнетит, гематит и лимонит. Такие минералы, как пироксен, сфен, дистен, ставролит и другие, встречаются редко и содержание их невелико. Из аутигенных минералов отмечены пирит, глаукоцит, переложенный, доломит, опал, кальцит.

Кварцевые пески, слагающие средний эоцен в Приташкентском районе, сулюктинские пески палеоцена и риштанские — верхнего эоцена Ферганы, накапливались в приближенных условиях. Первые рассматриваются Г. А. Беленьким (1961) как подводно-дельтовые осадки, риштанские же пески Ферганы Р. Ф. Геккер и А. И. Осипова (1962) считают переотложенными за счет размыва сулюктинских песков палеоцена.

Обогащенные фосфатом песчаники среднего эоцена Кызылкумов, Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта и периферических частей Таджикской депрессии можно также рассматривать как прибрежные образования. Накопление зернистых фосфатов (палеогеновые фосфаты Средней Азии) происходит по теории А. В. Казакова (1939) на глубинах не более 300 м, а экспериментальные исследования А. И. Смирнова и др. (1958) показали, что образование фосфатов «может иметь место близко от берега водоема», так как именно здесь морская вода близка к насыщению фосфатом кальция. Поступление P_2O_5 в морские бассейны Б. А. Каськов (1966) связывает с вулканической деятельностью, что вряд ли состоятельно, поскольку в палеогене Средней Азии, за исключением Бадхыза, вулканическая деятельность пока не установлена.

Фации опресненных частей моря по сравнению с другими фациями развиты незначительно, но тем не менее отмечаются во всех подразделениях палеогена. Они встречаются в дат-нижнем палеоцене вдоль северного склона Памирского поднятия, где чередуются с фациями осолоненных лагун и представлены песчаниками, конгломератами, алевролитами с прослоями глин и известняков. В верхнем палеоцене эта фация выделяется в Приташкентском районе (Кызылтал, Ангрэн), а также в разрезах вдоль северного погружения Нурата-Зарафшанских поднятий. Чередование осадков опресненных частей моря с другими фациями наблюдается вдоль северного борта Ферганской котловины и Памирского поднятия. В нижнем эоцене они развиты в северной и северо-восточной частях Ферганы, в верховьях р. Чирчик и р. Уя Приташкентского района, в верхнем эоцене — в Фергане, в олигоцене — в Таджикской депрессии наряду с другими фациями.

Осадки опресненных частей моря, выделяющиеся в дат-нижнем палеоцене (акджарские слои), сложены красно-бурыми запесоченными глинами с маломощными (до 0,1 м) прослоями светло-серых пелитоморфных песчаных известняков. Песчаники серые, коричневатосерые, бурые разнозернистые, сцементированные глинисто-карбонатным цементом с прослоями алевролитов. В Анжиру наблюдаются доволь-

но мощные (25 м) пачки мелкогалечных бурых конгломератов. Песчаные образования вблизи Северо-Нуратинских поднятий от мелкозернистых до среднезернистых светло-серой окраски. Зерна состоят большей частью из кварца, хорошо сортированы; цемент глинисто-карбонатный. Наблюдаются прослои и линзы запесоченной глины. Никаких органических остатков не обнаружено. По мере удаления от берега эти породы сменяются прибрежно-морскими и морскими образованиями.

Несомненно, что в накоплении осадков выделяемой фации в значительной степени участвовали постоянные речные системы, и, вероятно, правы Р. Ф. Геккер и др. (1962), выделяющие эти осадки в дельтовые образования. Последние в Северо-Восточной Фергане представлены преимущественно гравийно-песчаными породами, которые образуют конусы выноса, заполняя терригенным материалом заливодоподобные, вдающиеся в сушу участки бассейна. В отдельных местах отмечается ясная ритмичность, выраженная в чередовании грубых и более тонких разностей терригенных пород, причем залегание каждой новой серии начинается с грубых гравийников с разрывом. В песчано-глинистых осадках, сменяющих нижние серии, появляются крупные конкреции карбонатов до 20 см в поперечнике. В других же участках ритмичное строение толщи отсутствует и плохоотсортированные песчано-глинистые породы переходят в красно-бурые глины или, наоборот, обогащаются гравием и крупной галькой. Рассматривая отдельно гравийно-песчаные породы и конгломераты, Р. Ф. Геккер и др. указывают на очень слабую сортированность материала, где преобладают средний песок и гравий, нередко также и пелит. Галька конгломератов полукатанная, состоит из палеозойских пород: темных сланцев, кремненных известняков, кремнистых пород, кварцита, изредка галек гранитных и эффузивных пород. Размер обломков от 7—8 до 20 см в поперечнике. Встречаются обломки красноцветных песчано-глинистых пород мезозоя. Минералогический состав песчаников характеризуется следующими данными: преобладают кварц и обломки кремнистых пород, полевые шпаты (чаще микроклин, реже ортоклаз и плагиоклаз) составляют около 30%, кроме того, встречаются обломки карбонатных и глинистых пород, слюда и роговая обманка. Цементирующая масса состоит из перекристаллизованного кальцита.

Глинистые минералы представлены гидрослюдой, палыгорскитом, реже каолинитом. О химическом составе пород этого типа можно судить по следующим данным: SiO_2 — 53—62%; Fe_2O_3 — 0,56—4,62; Al_2O_3 — 10—13,77; CaO — 7,38—10,49; MgO — 1,65—3,71%. Присутствующий в песчаной глине карбонатный материал состоит из мельчайших ромбоэдров доломита и более крупных зерен кальцита. Степень доломитности характеризуется 49—58%. Отмеченные выше карбонатные конкреции, наоборот, содержат всего 6% доломита. Таким образом, карбонат магния в значительном количестве выносился реками с суши. Органические остатки в рассмотренных отложениях отсутствуют и лишь в центре Ферганской депрессии замещаются известняками, содержащими гастроподы *Potamides*, которые, как отмечает Р. Ф. Геккер (1962), селятся в опресненных частях современных бассейнов или близ устьев рек.

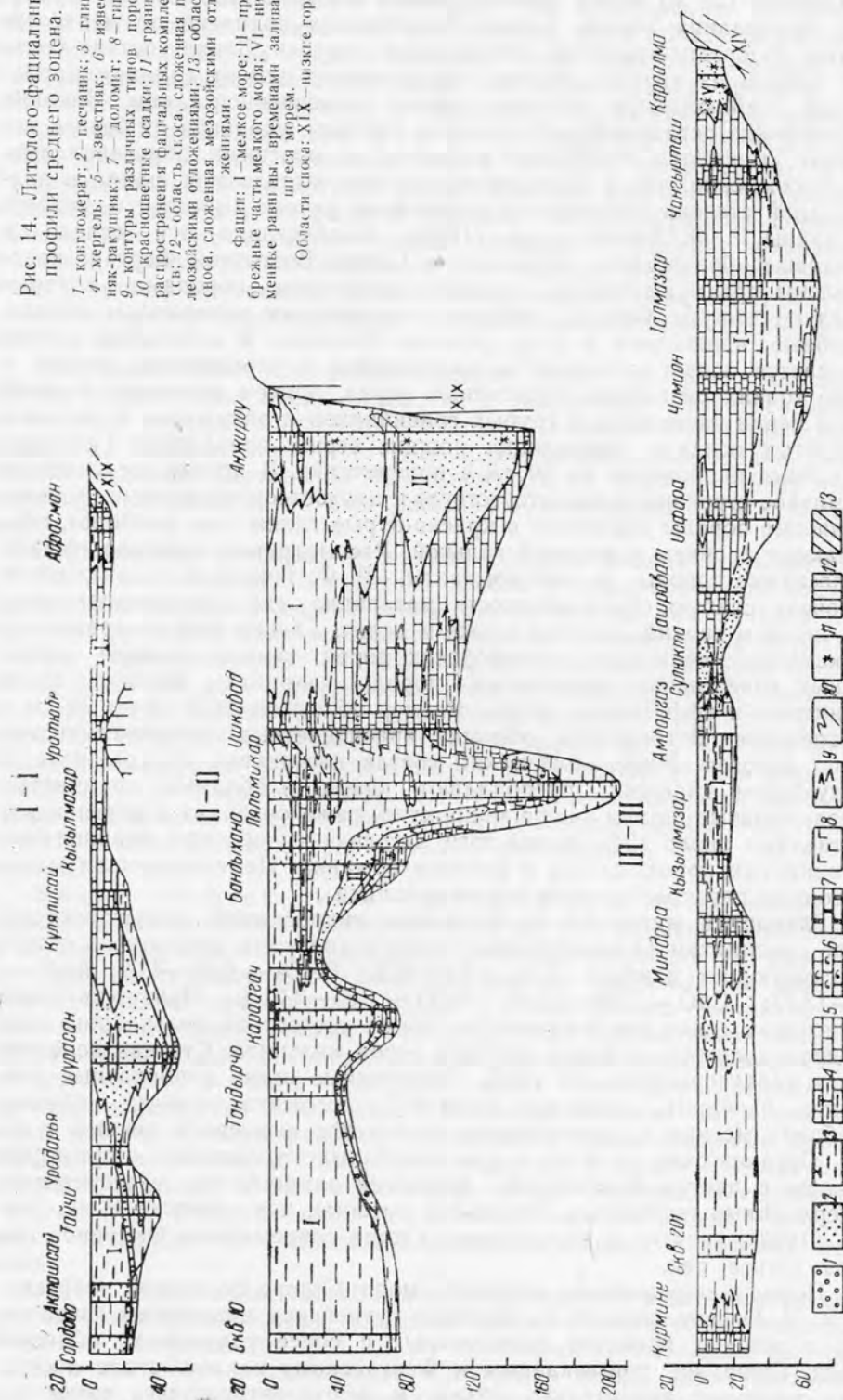
Породы опресненных участков моря Северо-Восточной Ферганы, по В. И. Огневу, состоят из обломков турнейских мшанковых известняков и розовых гранитов, принесенных с более удаленных областей сноса. Суша же, примыкавшая к Ферганскому заливу, стала поставлять материал значительно позже, в неоген-антропогене, когда началось воздымание Ферганского хребта.

Рис. 14. Литолого-фациальные профили среднего эоцена.

1 — конгломерат; 2 — песчаник; 3 — глина; 4 — мергель; 5 — известняк; 6 — известняк-ракушняк; 7 — доломит; 8 — гипс; 9 — контуры различных типов пород; 10 — красноватые осадки; 11 — граница распространения фаунальных комплексов; 12 — область сложения палеозойскими отложениями; 13 — область сложения мезозойскими отложениями.

Фаши: I — мелкое море; II — прибрежные части мелкого моря; VI — низменные равнины, временно затопляемые морем.

Области сноса: XIX — низкие горы



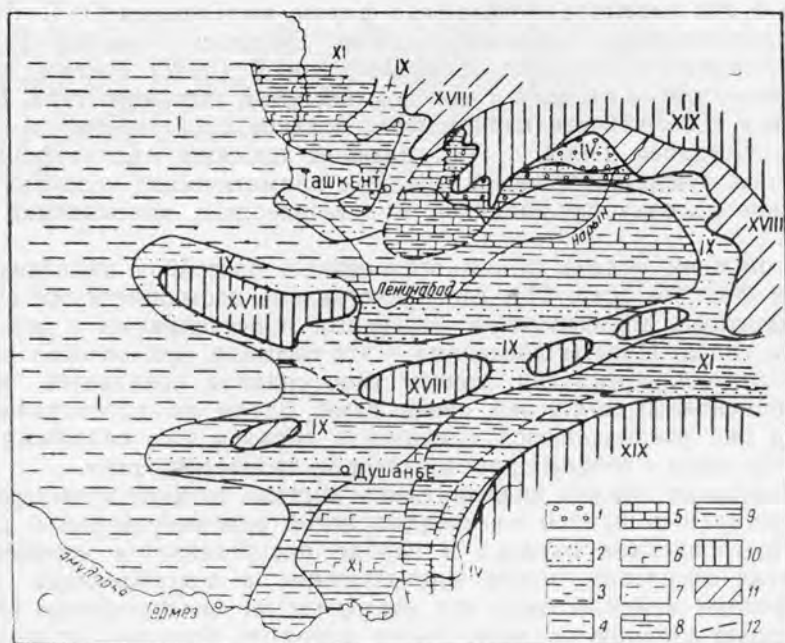


Рис. 15. Литолого-палеогеографическая карта Восточного Узбекистана в позднем эоцене.

1—конгломераты; 2—песчаники; 3—алевролиты; 4—глины; 5—известняки; 6—гипсы; 7—чередование песчаников и глин; 8—известняков и глин (последние преобладают); 9—песчаников и глин (глины преобладают); 10—области сноса, сложенные палеозойскими породами; 11—области сноса, сложенные мезозойскими породами; 12—контуры литологических типов пород.

Фации: I—мелкое море; IX—в начале позднего эоцена опресненная часть моря, в конце—мелкое море нормальной солености; IV—опресненные части моря; XI—чередование фаций мелкого моря и внутренних осолоненных морей.

Области сноса: XVIII—всхолмленные денудационные равнины; XIX—низкие горы.

Фации осолоненных бассейнов (лагун) выделяются в дат-раннем палеоцене в Фергане и Восточных Кызылкумах (рис. 8); в позднем палеоцене — в Таджикской депрессии и Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта, где осадки лагуновой фации чередуются с осадками мелкого моря; в раннем эоцене — в Северной Фергане (Адрасман); в среднем эоцене — в Алайском проливе и Таджикской депрессии, где они сопряжены с прибрежными осадками. В составе олигоцена данная фация выделяется в среднем течении Сырдарьи (Восточные Кызылкумы) и в центральной части Таджикской депрессии.

В сложении осадков осолоненных бассейнов (лагун) принимают участие глины, ангидриты, доломиты, доломитизированные и оолитовые известняки, а из терригенных пород — красноцветные и пестроцветные глины, алевроиты и реже песчаники.

Гипсы, широко развитые в дат-раннепалеоценовых и позднепалеоценовых отложениях, образуют среди карбонатных пород прослой мощностью 1—5 м, а по простиранию прослеживаются на несколько сотен метров. Несомненно гипсы сингенетичны с карбонатными прослоями и накапливались в моменты повышенной концентрации сульфатов в водоемах лагунного типа.

Ангидриды, присутствующие в разрезе палеоцена Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта, в большинстве представляют продукты дегидратации гипса в стадии литогенеза.

Оолитовые известняки и доломиты рассматриваются нами как осадки бассейнов с повышенной соленостью, о чем свидетельствует раз-

витый в них эндемичный комплекс фауны, выделенный О. С. Вяловым под наименованием «капланбекского». Детальный анализ фауны из этого комплекса позволил Л. В. Мироновой (1962) сделать вывод о развитии этого комплекса в морском бассейне лагунного типа. Широко развитая доломитность карбонатных осадков свойственна, по данным Н. М. Страхова (1962, т. II), древним плоским надплатформенным водоемам, существовавшим в аридных климатических условиях. Именно такие условия наблюдались в дат-палеоцене описываемой территории.

В нижнем эоцене фация осолоненных бассейнов выделена в Северной Фергане (рис. 11), где представлена пестроцветными глинами, алевролитами, доломитовыми мергелями и песчаниками с двумя прослоями гипса. Пласты последних — это сложное, прихотливое переплетение линзообразных тел, причем гипс сначала появляется в виде конкрециевидных стяжений среди глин. Затем по простиранию конкреции они увеличиваются, сливаясь и образуя уже сплошные линзы или слои гипса с тонкими прослойками пестроцветных глин.

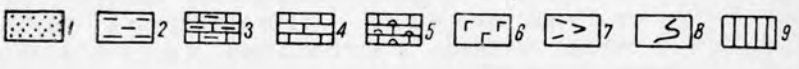
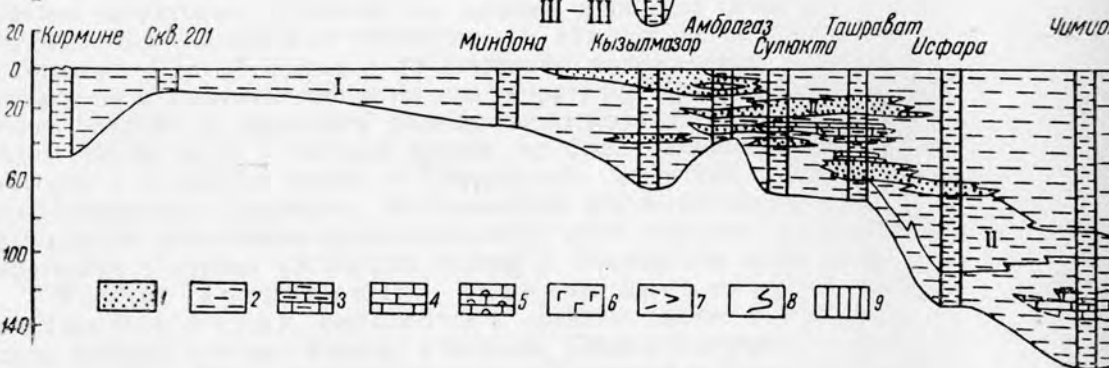
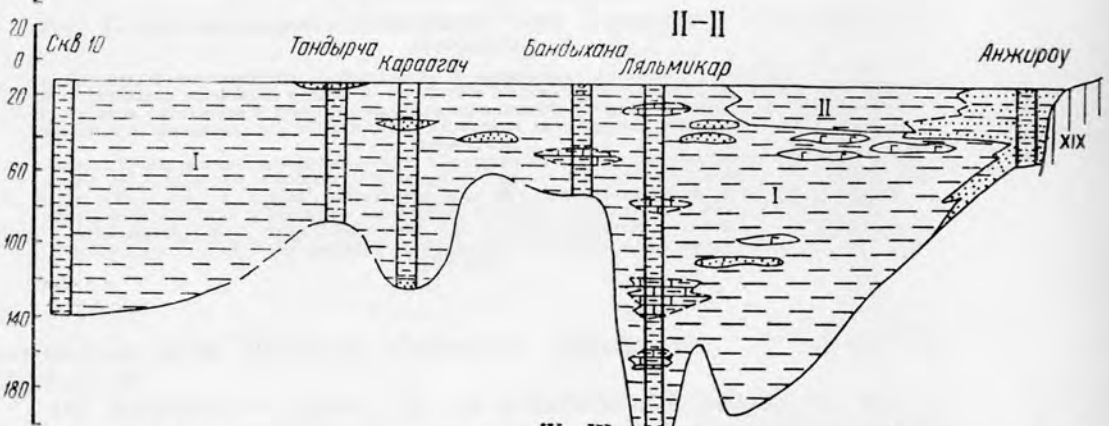
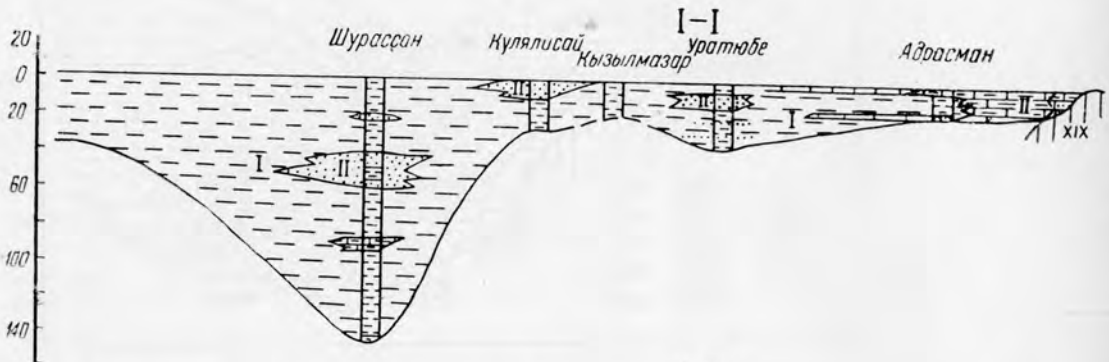
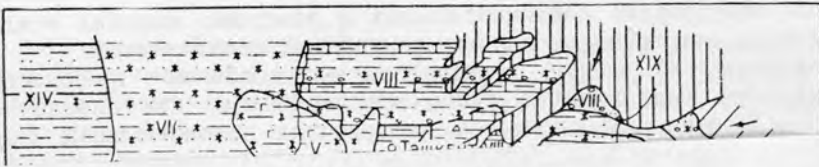
Песчаники обычно полимиктового состава создают невыдержанные по простиранию пласты со следами косо́й однонаправленной слоистости. Пестроцветная окраска в породе распределяется неравномерно. В местах скопления гипсов покрывающие и подстилающие породы приобретают красный цвет, что указывает на мелководность бассейна и хорошую аэрацию осадков. Залив, вероятно, относился к неглубокому морскому бассейну, временами с затрудненным доступом морских вод, это и обусловило накопление в разрезе нижнего эоцена хемогенных осадков лагунного типа.

Аналогичные условия возникали на территории алайского пролива и в Таджикской депрессии. К середине алайского времени приурочено накопление пестроцветных гипсоносных отложений (до 100 м), представленных красными и серыми песчаниками и глинами с прослоями белых гипсов.

Данные отложения являются регрессивной серией, наложившейся при временном отступании нормального морского бассейна среднего эоцена и возникновении на его месте лагун. С олигоценом связано начало регрессии палеоценового моря из пределов Средней Азии, поэтому в осадках этого возраста уже в самом начале появляются следы сокращения глубин бассейна и признаки осолонения. В Таджикской депрессии (Аруктау, Туткаул, Дангара, Вахшский гребень) олигоцену (сумсарские слои) соответствуют «малиновые глины», содержащие типичных представителей морской фауны *Gryphaea sewerzowi* Rom. Выше залегает толща песчаников, чередующихся с красноцветными глинами и гипсами, осадками, несомненно, накапливавшимися в бассейне с повышенной соленостью.

В Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта олигоценовая часть разреза палеогена представлена пестроцветными породами смешанного лагунно-континентального происхождения. Напротив, в Фергане в начале олигоцена (сумсарские слои) господствуют еще морские условия, которые во второй половине олигоцена сменяются лагунными, на что указывает гипсоносная пачка низов масагетской серии.

В Кызылкумах низы олигоцена (нижняя сарбатырская свита) представлены также красноцветными терригенными породами, накапливавшимися, как указывает М. Н. Грамм (1962), в мелководном морском заливе. Последний в верхнесарбатырское время сменился солончатоводным бассейном, что подтверждает широкое развитие солоно-



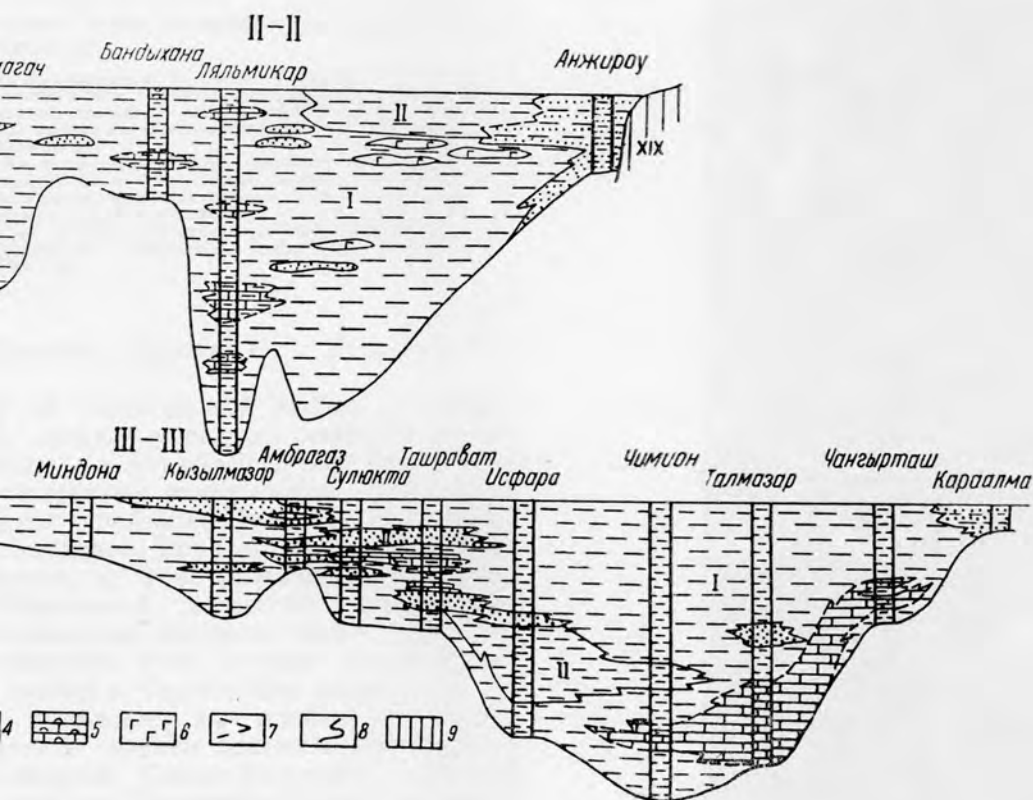
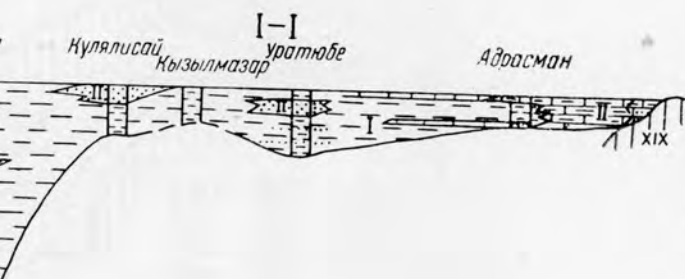
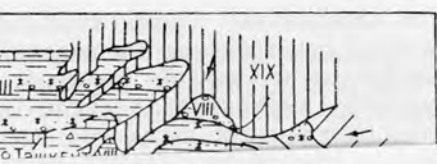


Рис. 16. Литолого-фациальные профили верхнего эоцена.

1 — песчаник; 2 — глина; 3 — мергель;
4 — известняк; 5 — известняк-ракушняк;
6 — гипс; 7 — контуры различных типов пород; 8 — граница распространения фациальных комплексов; 9 — область сноса, сложенная палеозойскими отложениями.

Фации: I — мелкое море; II — прибрежная часть моря.

Области сноса: XIX — низкие горы

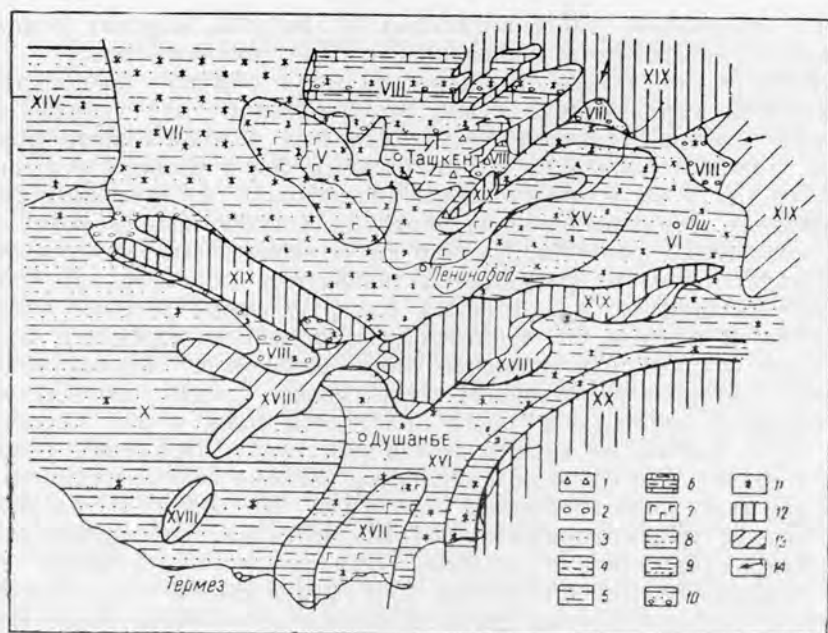


Рис. 17. Литолого-палеогеографическая карта Восточного Узбекистана в олигоцене.

1—брекчии; 2—конгломераты; 3—песчаники; 4—алевролиты; 5—глины; 6—мергели; 7—гипсы; 8—чередование песчаников и глин; 9—песчаников и глин с преобладанием последних; 10—конгломератов, песчаников и глин; 11—красноцветные осадки; 12—области сноса, сложенные палеозойскими отложениями; 13—области сноса, сложенные мезозойскими отложениями; 14—направление сноса.

Фации: V—внутренние осолоненные моря; VI—прибрежные равнины, временами заливавшиеся морем; VII—низменные равнины; VIII—аккумулятивные всхолмленные равнины; XIV—мелкое море; XV—в начале олигоцена мелкое море, в конце—низменная равнина; XVI—в начале олигоцена мелкое море с нормальной соленостью, в конце—с пониженной; XVII—в начале олигоцена мелкое море с нормальной соленостью, в конце—внутренний осолоненный бассейн.

Области сноса: XVII—всхолмленные денудационные равнины; XIX—низкие горы; XX—средние горы.

ватоводных форм остракод *Cytheridea crenata* Gr., *Cytheropteron? ultimum* Gr.

Из изложенного видно, что за палеогеновый период на описываемой территории возникали, по крайней мере, два основных момента развития осолоненных бассейнов—в дат-палеоэоценовое время и в олигоцене. Первый связан с расширением палеогеновой трансгрессии после почти повсеместного осушения территории Средней Азии в конце мела, второй—с регрессией палеогенового моря из пределов Средней Азии. Кроме того, в среднем эоцене, на фоне развивающейся трансгрессии в Алайском хребте и Таджикской депрессии, наблюдалась кратковременная регрессия, обусловленная местными поднятиями. Это выразилось обмелением среднеэоценового моря, которое местами превратилось в лагуны (Алайский пролив и Таджикская депрессия).

Фации прибрежных равнин, временами заливавшихся морем, выделяются в среднем эоцене в Приташкентском районе, истоках Келеса, Северной, Северо-Восточной и Южной Фергане (рис. 13); в позднем эоцене—в Северной и Северо-Восточной Фергане (рис. 15); в олигоцене—в Юго-Восточной Фергане, юго-западных отрогах Гиссарского хребта и Кызылкумах (рис. 17). В перечисленных выше пунктах в среднем и позднем эоцене и олигоцене от-

мечается чередование континентальных и заведомо морских осадков, отражающих неустойчивое положение условий седиментации.

Действительно, всякой трансгрессии моря обычно предшествует максимальное выравнивание суши, обусловленное как предельным развитием эрозионных процессов, сгладивших положительные формы рельефа, так и заполнением отрицательных форм рельефа осадками. Последние могут быть представлены различными генетическими типами наземного осадконакопления, которые способствовали возникновению прибрежной равнины. Именно такие выровненные участки суши при незначительном их погружении заливаются морем, а при поднятии снова осушаются, что означает быструю смену условий осадконакопления. В разрезе это выразится чередованием морских и континентальных осадков. Пограничные слои различного происхождения (морского или континентального) будут носить следы перемыва жизнедеятельности организмов, роста кристаллов соли, а на глинистом грунте даже вмятин от капель дождя или града. Примером разреза среднего эоцена, где имеются смешанные условия седиментации, можно считать разрез юго-восточного склона гор Кызыкурт и разрез по долине Уясяя (Приташкентский район). Здесь на отпрепарированной поверхности известняков с устричной фауной в нижней части слоя видны трещины усыхания глубиной до 2 см и шириной 0,5 см, которые заполнены голубовато-серым разнозернистым песчаником, образующим слой в 20 см. Выше песчаника залегают буро-коричневые алевролиты с известковистыми стяжениями. Последний слой рассматривается нами как континентальное образование, поскольку в нем обнаружены оогонии харовых водорослей. Еще выше залегают зеленовато-серые глины со следами размыва в основании и с микрофауной фораминифер. Близкое к описанному соотношение морских и континентальных образований имеется по Уясяю.

Смешанные осадки описываются М. М. Иваницыным для олигоцена — плато Азкамар, района гор Аристан — Бельтау (Миркамалова, 1958) и Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта (Дехканабадской синклинали и района Шурассана).

Фации низменных равнин свойственны только олигоцену (рис. 17). Выделяются на территории Восточных Кызылкумов, южной части Приташкентского района и Западной Ферганы, где образуют единую площадь седиментации, расположенную между Чаткало-Кураминской и Нуратинско-Туркестанской областями сноса. От осадков всхолмленных равнин отличаются мелкозернистым составом, лучшей выдержанностью по простиранию и распространением на большей территории. Это глинисто-песчаные осадки, которые ближе к областям сноса замещаются грубообломочными породами. Глины и алевролиты в разрезах преобладают над песчаниками. Породы массивнослоистые, окрашены в красно-бурые, бордово-красные тона. Чистые разности глин и алевролитов редки, обычно они включают зерна песка и даже гравия, равномерно рассеянные в породе. В большом количестве встречаются карбонатные стяжения (до 1,5 см). Песчаники мелко- и среднезернистые, полимиктовые, крепко сцементированные с линзами гравелитов. Слоистость косая потокового типа подчеркивается скоплениями по границам косых серий более грубого материала и слабо выраженными следами перемыва. К западу осадки этого фациального комплекса (рис. 17) сменяются фацией прибрежных равнин, временами заливавшихся морем, и мелководноморскими образованиями.

Фация аккумулятивных всхолмленных равнин формировалась лишь в олигоцене. Выделяется вдоль западного и юж-

ного погружения Нуратинских гор в районе среднего течения р. Зарафшан, в Кызылмазаре (истоки р. Санзар), а также в Северной (Итакарсай) и Северо-Восточной (Кызылунгур, Караалма) Фергане. Выделение данной фации в составе палеогена (олигоцена) чисто условное, так как красноцветные терригенные образования Северной Ферганы не поддаются расчленению и целиком относятся к мел-палеогену.

В Северо-Восточной Фергане предполагается существование красноцветных континентальных отложений верхнего палеогена. Р. Ф. Геккер, А. И. Осипова, Т. Н. Бельская (1962) относят песчано-гравийные грубосортированные породы с линзами и прослоями крупногалечных конгломератов с галькой палеозойских пород Чаткало-Кураминских поднятий к дельтовым образованиям, охватывающим почти весь разрез палеогена этой части площади. Не возражая против такого подхода к расшифровке генезиса этих осадков в эоцене, где мы выделяем смешанные образования опресненных частей бассейна и дельт, мы в то же время считаем возможным выделить в олигоцене осадки всхолмленных аккумулятивных равнин. Необходимо иметь в виду, что в олигоценовое время происходит оживление тектонической деятельности территории Восточного Узбекистана. Чаткало-Кураминское обрамление Ферганского аккумулятивного бассейна испытывает интенсивное поднятие. Повсеместно происходит смена осадков морского и переходного типа осадками, характеризующимися большей континентальностью. В этом случае фации дельт и опресненных частей моря должны сменяться осадками, образовавшимися в условиях всхолмленных равнин, которые примыкали к областям сноса. Последние еще отличаются низкогорностью рельефа.

Осадки всхолмленных равнин представлены в основном грубообломочными породами — красно-бурыми, бурыми, буровато-серыми конгломератами, гравелитами и песчаниками с прослоями алевролитов и изредка глин. Залегают они с разрывом на породах верхнего эоцена и условно относятся к олигоцен-миоцену (низы массагетской серии Ферганы, свита «А» Приташкентского района, шурысайские слои Таджикской депрессии и верхняя сарбатурская свита Кызылкумов).

Грубослоистые конгломераты и гравелиты (0,5—3 см) связаны взаимопереходами по простиранию и разрезу. Размер галек не превышает 10 см, обычно меньше. Петрографический состав гальки отражает состав палеозойских пород, слагающих области сноса. Выполняющий материал — грубозернистый, плохоотсортированный песчаник. Цемент базального типа, реже цемент соприкосновения. Сгруженность галек обычно равномерная, но местами то очень скученная, то слабая: обломки «плавают» в выполняющем межгалечное пространство материале и образуют участки, где порода переходит в песчаник с отдельными включениями галек. Песчаники и алевролиты образуют как линзы в толщах конгломератов, так и самостоятельные прослои мощностью 0,5—1,5 м. Для песчаников характерна массивная слоистость, реже косая потокового типа, для алевролитов — тонкая горизонтальная слоистость. Структура песчаников различная: от мелко- до крупно- и разнозернистой. Зерна плохо сортированы, угловатые и полуугловатые, состоят из кварца, полевых шпатов, обломков пород и слюды. Цемент крепкий глинисто-карбонатный. Отдельные прослои песчаников алевритистые с большим содержанием глинистой и алевритистой фракций.

Перечисленные выше особенности пород указывают на то, что в условиях всхолмленной аккумулятивной равнины могут формироваться аллювиальные, подводно-дельтовые и даже озерные осадки, выделить которые в самостоятельные типы весьма трудно.

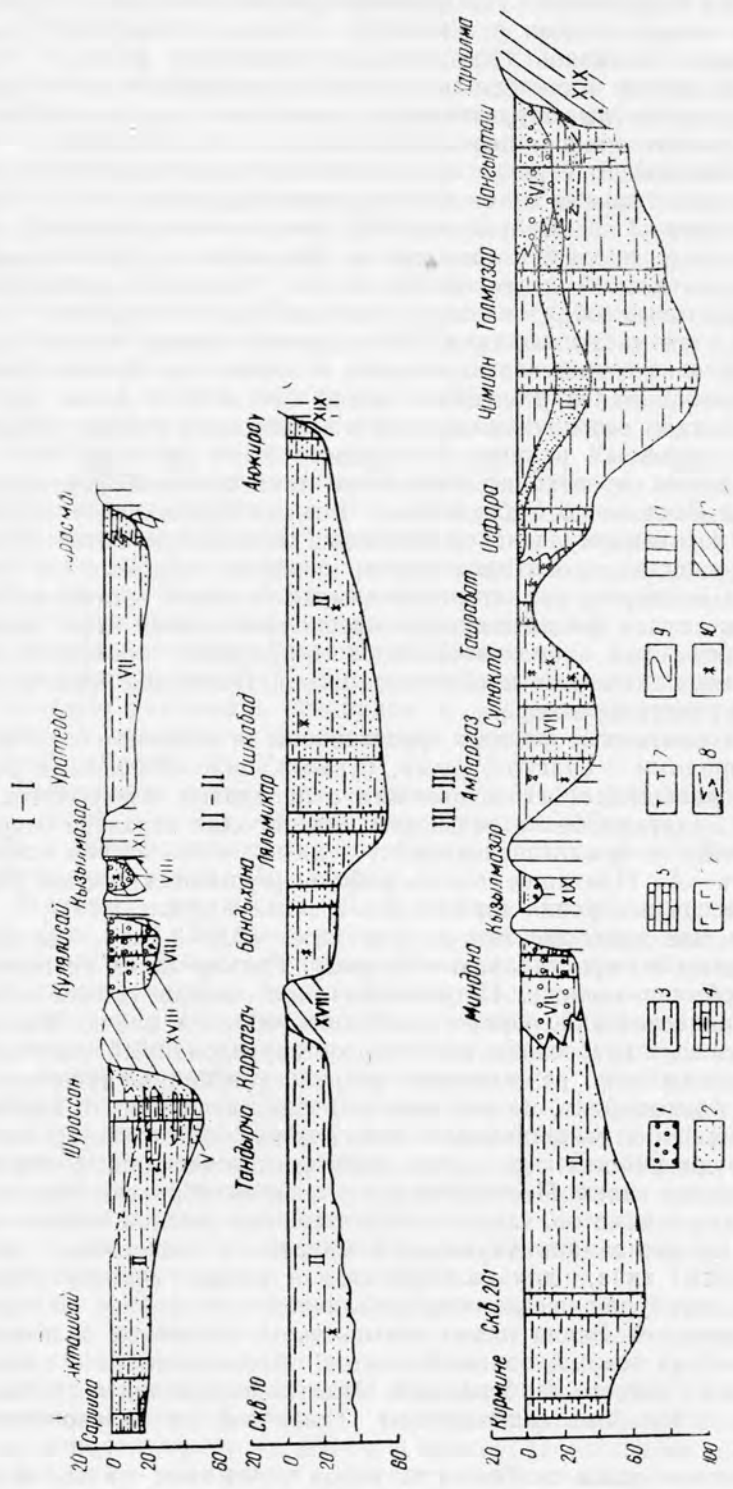


Рис. 18. Литолого-фациальные профили олигоценных отложений.

1 - песчанник; 2 - конгломерат; 3 - глина; 4 - мергель; 5 - известняк; 6 - гипс; 7 - известковая глина; 8 - контуры различных типов пород; 9 - граница распространения фациальных комплексов; 10 - красноцветные осадки; 11 - область сноса, сложенная палеозойскими отложениями; 12 - область сноса, сложенная мезозойскими отложениями; 13 - мелководная часть мелкого моря; 14 - внутренняя осолоненная часть мелкого моря; 15 - низменные равнины; 16 - всхолмленные аккумулятивные равнины; 17 - всхолмленные денудационные равнины; 18 - низменные равнины, временами заливавшиеся морем; 19 - низкие горы.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ВОСТОЧНОГО УЗБЕКИСТАНА В ПАЛЕОГЕНЕ

История геологического развития таких крупных регионов, как районы Средней Азии, в первую очередь базируется на анализе колебательных движений земной коры. Как известно, направление и характер этих движений отражаются в геологическом разрезе в виде изменения мощностей, литологического состава и фаций отложений. Только анализ всех этих данных позволит составить палеотектонические карты геологического периода и на основе их восстановить историю геологического развития.

При составлении палеотектонической карты палеогена востока Средней Азии использованы в основном следующие данные: обобщающие работы под редакцией Г. Х. Дикенштейна (1963) по геологии и нефтегазоносности юга СССР и Средней Азии; А. Г. Бабаева (1950, 1960) по Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области; С. Н. Симакова и Клейнберга (1957), А. М. Габрильяна (1950, 1957), Р. Ф. Геккера, А. И. Осиповой (1962) и др. по Фергане; Е. В. Егорова, Н. И. Брызжевой, Г. Н. Крейденкова и др. по Таджикской депрессии; Г. А. Беленького и С. Х. Миркамаловой (1961, 1965) по Приташкентскому району; С. Х. Миркамаловой (1958) по Кызылкумам; А. Г. Новикова, В. А. Загоруйко и др. (1962), а также данные ряда статей Н. Е. Миновой и составленные под ее руководством и при участии Г. А. Беленького литолого-палеогеографические карты Атласа СССР. Кроме того, использован ряд новых данных Палеогеографической партии КГСПЭ Узбекского геолуправления по Восточной, Северной и Южной Фергане, по Юго-Западным отрогам Гиссарского хребта и Юго-Восточным Кызылкумам.

Вполне очевидно, что материал, использованный для составления палеотектонической карты, не равноценен. Отдельные закрытые участки на этой площади, не представляющие интереса для нефтяной геологии, не разбуривали, и поэтому строение разрезов осталось невыясненным. Напротив, ряд закрытых структур, перспективных на нефть и газ, детально изучен. Поэтому при составлении палеотектонической схемы по палеогену учитывали не только возможности интерпретации мощностей, но и закономерности распределения фаций в зависимости от положения структур (рис. 19—22).

Территория Восточного Узбекистана и сопредельных площадей Туркмении, Казахстана, Киргизии, и Таджикистана входит в состав крупного геотектонического элемента, выделяемого А. Г. Бабаевым (1960) под наименованием Среднеазиатского сектора Евразийской эпигерцинской платформы. На юго-востоке она ограничивается Памирской геосинклиналью, а на юге к ней примыкает Предкопетдагский краевой прогиб (рис. 23). Структура осадочного чехла платформы во многом определяется особенностями строения складчатого основания. Однако унаследованность нельзя рассматривать как простое повторение характера и формы структурных элементов чехла по отношению к складчатому основанию, так как имеющиеся материалы указывают на существенные изменения в течение мезо-кайнозойской истории. Не останавливаясь на подробностях развития платформенной области Средней Азии в триасе, юре и нижнем мелу, отметим, что к концу мела в пределах платформы намечился ряд крупных структурных элементов — зон поднятий, сводов, впадин и прогибов, которые развивались на протяжении палеогеновой эпохи осадконакопления. Одни из

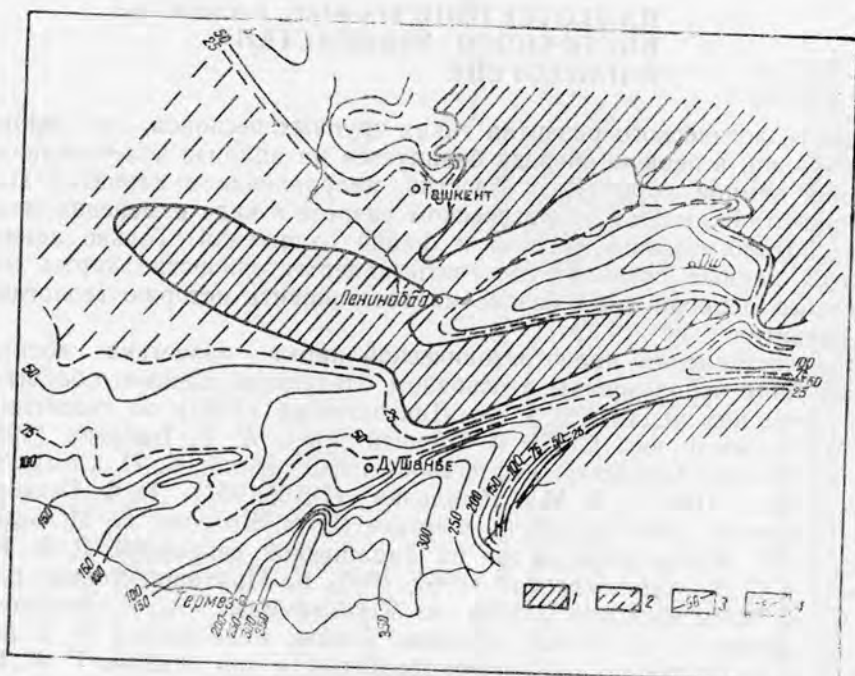


Рис. 19. Мощности дат-палеоцена Восточного Узбекистана.
 1—области сноса; 2—области, испытавшие предверхнепалеоценовый размыв; 3—изопахиты, проведенные через 50 м; 4—изопахиты, проведенные через 25 м.

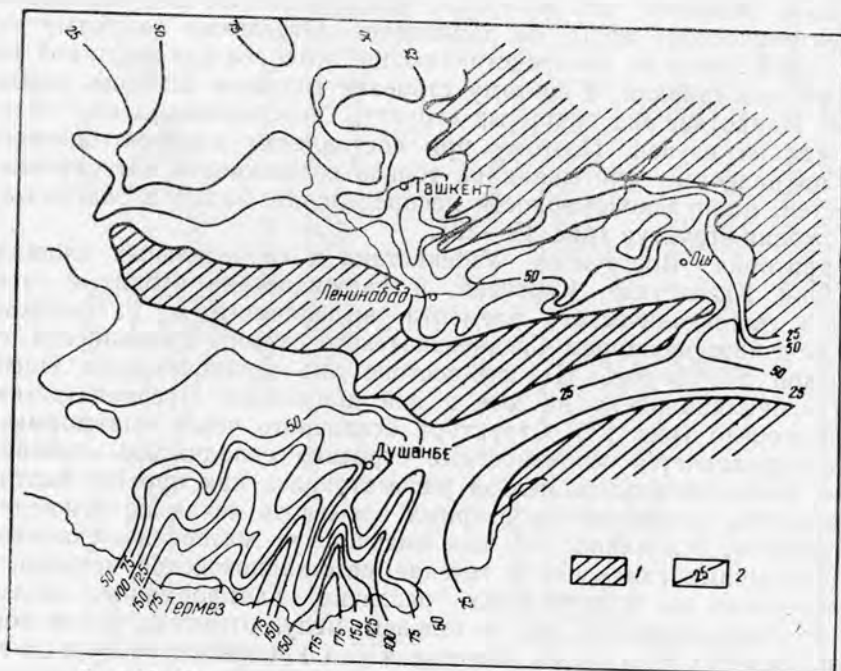


Рис. 20. Мощности нижнего эоцена Восточного Узбекистана.
 1—области сноса; 2—изопахиты.

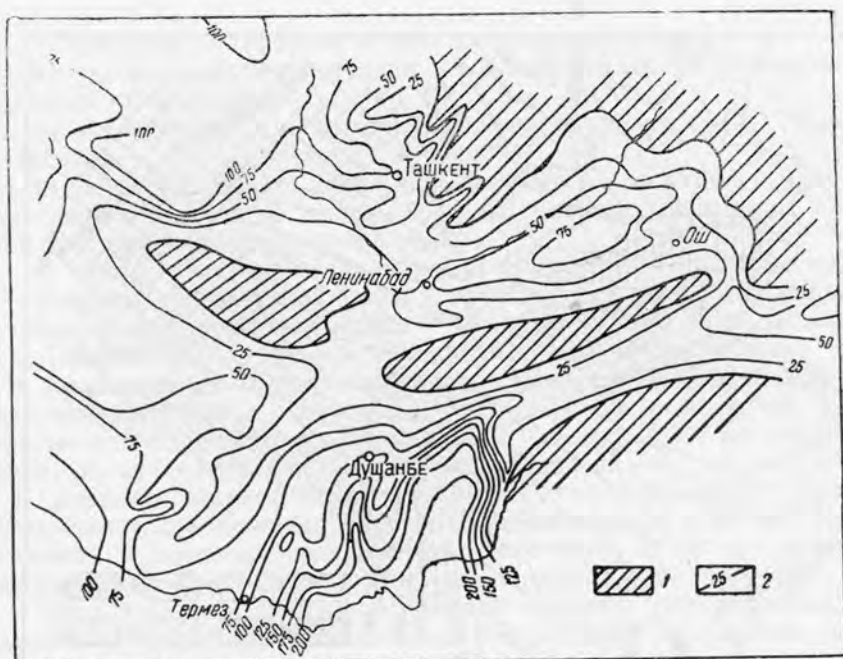


Рис. 21. Мощности среднего эоцена Восточного Узбекистана.

1—области сноса; 2—изопахиты.

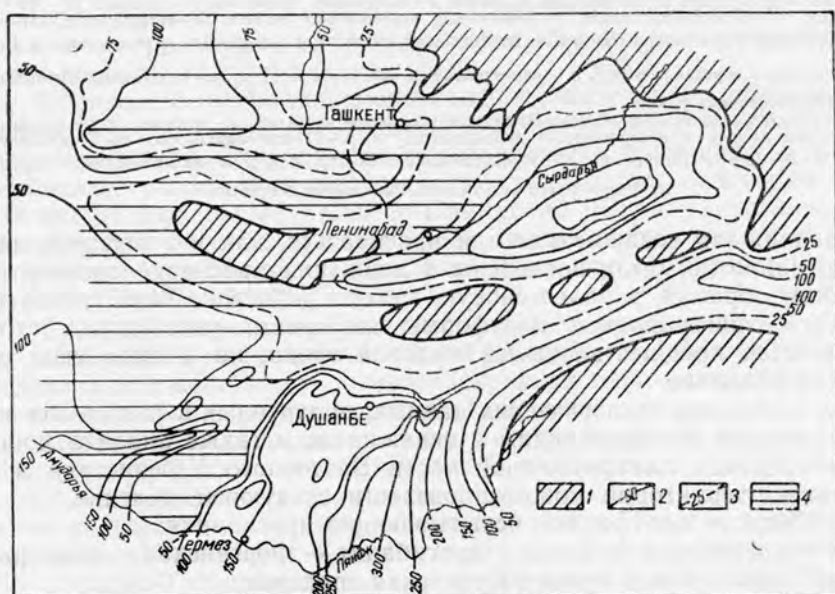


Рис. 22. Мощности верхнего эоцена Восточного Узбекистана.

1—области сноса; 2—изопахиты, проведенные через 50 м; 3—изопахиты, проведенные через 25 м; 4—палеогеновые отложения, частично или полностью размытые.

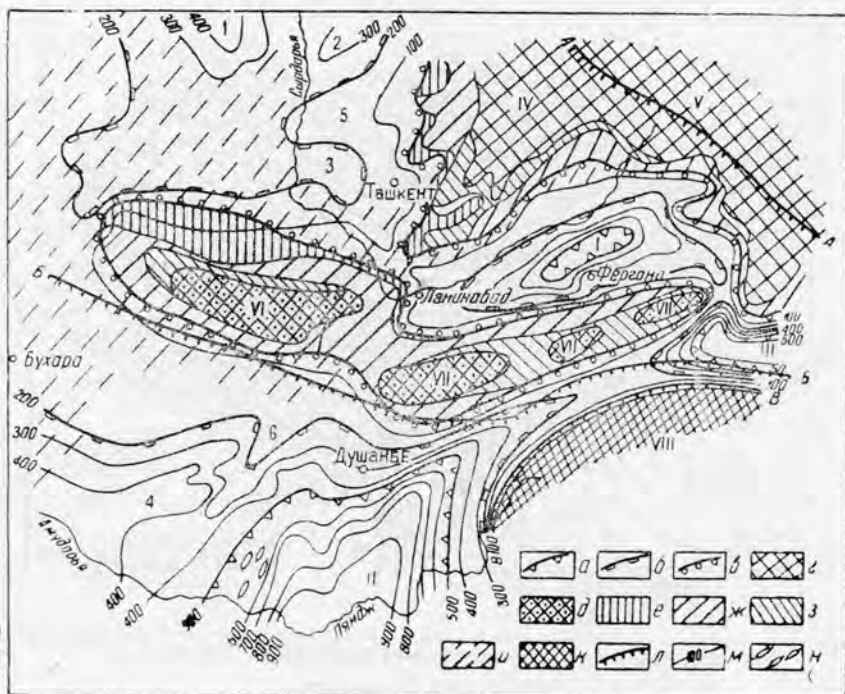


Рис. 23. Палеотектоническая схема Восточного Узбекистана.

Области платформ, испытывающие прогибания: *a* — относительно сильные (более 500 м): I — Ферганская межгорная впадина, II — Афгано-Таджикская впадина, III — Яркенд-Кучинская впадина; *b* — относительно слабые (от 200 до 500 м): 1 — Среднесырдарьинский прогиб, 2 — Арысский прогиб, 3 — Приташкентский прогиб, 4 — Дехканабадский прогиб; *в* — неустойчивые прогибания (до 300 м): 5 — Чулиприташкентская зона, 6 — Кугитангская зона.

Области платформ, испытывающие поднятия: *г* — устойчивые, относительно сильные: IV — Чаткало-Кураминское, V — Талассо-Ферганское; *д* — устойчивые, относительно слабые: VI — Нуратауское, VII — Туркестано-Алайское; VIII — Северо-Памирское; неустойчивые поднятия: *e* — вовлеченные в опускания в Pg_2^1 *ж* — вовлеченные в опускания в Pg_2^2 , *з* — вовлеченные в опускания в Pg_2^3 , *и* — территории, испытавшие предверхнепалеоценовый разлив.

Область геосинклинали: *к* — Северо-Памирское устойчивое поднятие, *л* — разломы, установленные по геофизическим данным и поверхностным наблюдениям: А-А — Талассо-Ферганский, Б-Б — Южно-Тяньшанский, В-В — Северо-Памирский, *м* — изопакеты мощностей Cr_2d и Pg_2^3 , *н* — антиклинальные структуры на фоне общего погружения Таджикской депрессии.

них продолжали воздыматься или прогибаться, как и в верхнем мелу, другие, напротив, были вовлечены в движения противоположного знака. Таким образом, в палеогеновую эпоху Среднеазиатский сектор Евразийской эпигерцинской платформы не просто унаследовал структурный план предшествовавшей меловой эпохи, но и имел свои особенности развития.

На основании геологических данных, полученных в результате изучения разрезов по обнажениям и скважинам, а также анализа мощностей в пределах платформенной части Восточного Узбекистана и сопредельных территорий можно произвести следующее деление.

А. Области платформ, испытывающие прогибания:

а) относительно сильные прогибания — Ферганская межгорная, Афгано-Таджикская и Яркенд-Кучинская впадины;

б) относительно слабые прогибания — Среднесырдарьинский, Арысский, Приташкентский и Дехканабадский прогибы;

в) неустойчивые прогибания — Чули-Приташкентская, Кугитангская зоны.

Б. Области платформы, испытывающие поднятия:

а) устойчивые, относительно сильные — Чаткало-Кураминское и Талласо-Ферганское;

б) устойчивые, относительно слабые — Нуратауское и Туркестано-Алайское;

в) неустойчивые поднятия, вовлеченные в опускания в раннем, затем среднем и далее в позднем эоцене, а также территории, испытывавшие предверхнепалеоценовый размыв.

В. Область геосинклинали: Северо-Памирское устойчивое поднятие.

Из разрывных дислокаций на палеоструктурные особенности в палеогене влияли разломы Талласо-Ферганский, Южно-Тяньшанский и Северо-Памирский, которые устанавливаются по геофизическим данным и в какой-то мере отражаются в распределении и особенностях областей седиментации и денудации. Расположение выделенных зон расчленяет территорию центральной части Средней Азии на три области: северную, срединную или центральную и южную.

Северная область охватывает Среднесырдарьинский, Арысский, Приташкентский прогибы и Чули-Приташкентскую зону неустойчивых поднятий в пределах описываемой территории, а за ее пределами — Аякудукский, Кугоязский и Восточно-Приаральский прогибы.

Центральная и срединная область включает ряд поднятий: Нуратауское и Туркестано-Алайское на описываемой территории, а за ее пределами Центрально-Кызылкумское, Бельтау-Султануиздагское и т. д., а также впадин: Ферганскую и Северо-Кызылкумскую. Последняя расположена уже за пределами описываемой площади.

В состав южной области входят Афгано-Таджикская и Яркенд-Кучинская впадины, а за пределами описываемой территории — Амударьинская и Мургабская впадины и Предкопетдагский краевой прогиб, ограничивающий с юга эпигерцинскую платформу.

Кроме того, выделяются Восточно-Киргизская область внутриплатформенных впадин и поднятий и Памирская складчатая область. Остальные три области характеризуются общей для них ориентировкой с юго-востока на северо-запад.

Общую северо-западную ориентировку выделенных областей и тектонические движения, обусловившие формирование и развитие впадин и поднятий, большинство исследователей связывают с наличием глубинных разломов в палеозойском складчатом основании. К ним относятся: продольные — Северо-Памирский, Южно-Тяньшанский, Фергано-Таласский, а также поперечный Западно-Тяньшанский, т. е. северный краевой глубинный разлом Тянь-Шаня (по геофизическим данным выделен Таль-Вирским, 1964).

Северо-Памирский разлом ограничивает эпигерцинскую платформу от Альпийской геосинклинальной области, а Западно-Тяньшанский отделяет юго-восточную активизированную зону платформы от северо-западной, менее активизированной ее части.

Перечисленные выше разломы устанавливаются как по геофизическим данным, так и геологическим. В частности, наличие Южно-Тяньшанского разлома и подвижек по нему в палеогене сказалось на размыве палеогеновых осадков в западной части Нуратау-Туркестанского поднятия, в Центрально-Кызылкумском и Бельтау-Султануиздагском. По Западно-Тяньшанскому разлому на протяжении палеогена происходило интенсивное поднятие Чаткало-Кураминской зоны, в которой морские палеогеновые отложения вообще не накапливались.

Наконец, сочленение Альпийской геосинклинали, в состав которой входят горные районы Большого Балкана, Копетдага, а на востоке —

Памира, осуществляется по линии глубинного Предкопетдагско-Памирского разлома. К югу от разлома в Предкопетдагском прогибе мощности палеогена в несколько раз превышают мощности осадков, накопившихся в южной части эпигерцинской платформы. Следует полагать, что палеозойский складчатый фундамент эпигерцинской платформы разбит, кроме перечисленных выше, и другими разломами, движения по которым обусловили наличие впадин и поднятий. При этом знаки движений и их активность менялись, что выразилось в различной полноте разрезов палеогена.

Анализируя мощности разрезов, их полноту и литологические особенности, можно наметить ряд структур, для которых положительный знак движений был присущ не только в палеогене, а обозначался ранее в верхнем мелу. За пределами площади исследований к ним относятся Капланкырское, Мангышлак-Устиюртское, Султануиздагское, Южно-Приаральское, Центральное-Кызылкумское, а в Восточном Узбекистане и Киргизии — Туркестано-Нуратинское и Талассо-Каратауское поднятия. Эти структуры можно назвать конседиментационными, поскольку их рост, начавшийся еще в мелу, продолжался и в палеогене.

Анализируя разрезы мела и взаимоотношения осадков палеогена с подстилающими их отложениями, можно заключить, что Султануиздаг-Южноприаральское поднятие в верхнем мелу проявляет себя весьма слабо. По сравнению с соседними участками сокращается мощность меловых отложений на 100—150 м и отмечаются незначительные перерывы в осадконакоплении, в частности перед палеогеновой трансгрессией. Незначительные мощности палеоцена, вскрытые скважинами вблизи поднятия, отсутствие этих отложений на самом поднятии, а также залегание осадков нижнего эоцена на породах мелового возраста свидетельствуют об усилении положительных движений в конце палеоцена по сравнению с верхнемеловым временем. С нижнего эоцена район Султануиздага и Бельтау уходит под уровень моря, т. е. приобретает обратный знак движения.

Аналогичные тектонические движения наблюдались и на территории Центрально-Кызылкумского поднятия. Разница лишь в том, что Центрально-Кызылкумское поднятие на протяжении всего мела неоднократно вовлекалось в опускания, сменявшиеся поднятиями. Это выразилось как в чередовании морских и континентальных осадков, так и в залегании на палеозое различных по возрасту пород мела.

В конце мела отдельные участки Кызылкумской области вышли из-под уровня моря и подверглись размыву, что обусловило залегание в Тамдыкудукской, Каракудукской, Кулантайской и Минбулакской котловинах палеогена на сенонских или туронских отложениях. При этом палеоценовые осадки на большей части Центрально-Кызылкумского поднятия отсутствуют, по крайней мере к северу от Кульджуктау, а также восточнее Аристантау и Тамдытау (Миркамалова, 1958). В Кульджуктау на осадках верхнего мела залегают глины нижнего эоцена, в Букантау — мергели среднего эоцена, а в районе Тамдытау — осадки среднего эоцена перекрывают палеозой, причем в основании мергелей среднего эоцена присутствуют гравелиты. Это дает основание предполагать наличие островов, сложенных палеозоем, погружившихся под уровень моря только к среднему эоцену.

Нуратау-Туркестанское поднятие в западной своей части (хр. Актау и Западное Нуратау) в конце мела испытывает поднятие и частичный размыв верхнемеловых осадков (Калканата). В Северном Нуратау восходящие движения продолжались до нижнего, а местами

до среднего эоцена. Осадки этого возраста ложатся непосредственно на сланцы и граниты палеозоя, что указывает на существование здесь унаследованных поднятий еще с мела.

В начале нижнего эоцена, а в некоторых местах со среднего эоцена (Уратюбе), окраинные участки Нуратау-Туркестанского поднятия были вовлечены в опускание и скрылись под уровнем трансгрессировавшего сюда моря. Центральная и восточная части Нуратау вместе с осевой частью Туркестанского и Алайского хребтов, вероятно, оставались все еще выше уровня моря. Однако рельеф окраинных частей был, по-видимому, слаборасчлененными, так как в местах непосредственного залегания палеогеновых осадков на палеозое (Уратюбе) или мелу (Магиан, Кызылмазар) грубообломочные осадки не отмечаются.

Отсутствие морских осадков не только мела, но и палеогена в пределах Талассо-Ферганского поднятия указывает на его существование уже в начале юры; сохранившиеся в межгорных впадинах красноцветные, часто терригенные и грубообломочные осадки дают основание предполагать расчленение рельефа в пределах этой территории. Наличие в разрезе красноцветных мергелей и глин доказывает существование водоемов типа пресноводных озер в моменты максимального выравнивания рельефа.

Отсутствие палеогеновых отложений в пределах северной и южной зон Памира, согласно утверждениям Б. П. Бархатова (1963), следует считать первичным, т. е. эти участки Памирской геосинклинали были в палеогене уже вовлечены в поднятия. Только в Придарвазье и в центральную зону Памира в отдельные моменты (палеоцен, средний эоцен) проникало море, оставившее свои осадки с морской фауной среди толщ красноцветных, часто грубообломочных континентальных отложений. Эти осадки залегают несогласно на дислоцированных породах палеозоя. Верхняя часть осадков палеогена представлена исключительно континентальными терригенными образованиями с прослоями грубых конгломератов до 600 м, накапливавшихся, как утверждает К. Т. Буданова (1964), в долинах рек субширотного направления (Прашахдара). Следовательно, северная и южная зоны Памира были вовлечены в поднятия уже в начале палеогена, а центральная или средняя — в верхнем эоцене или олигоцене.

Изложенное выше показывает, что общей для всех структур является тенденция поднятия. Однако структуры вовлекались в поднятия не одновременно. Одни из них (Нуратау-Туркестанское, Талассо-Ферганское, а также Северно-и Южно-Памирское поднятия), унаследовав знак движения еще с мела, продолжали подниматься в палеогене, неогене и в четвертичный период; другие же структуры, начав восходящие движения в конце мела, вовлекались в опускание в различное время палеогена. Например, широкое развитие песков нижнего эоцена, залегающих на меловых отложениях и прослеживающихся от Султануиздага в направлении Кызылорды (Дикенштейн, 1963), указывает не только на наличие поднятий в палеоцене и существование размывавшихся островов, но и на погружение этих поднятий в начале эоцена. Сходные колебательные движения испытала и область Центральных Кызылкумов. Во впадинах к северу от Тамдытау на меловых осадках сенона залегает глинистая толща, содержащая микрофауну самых верхов палеоцена и нижнего эоцена. Это позволяет предположить в палеоцене наличие участков размыва, которыми, несомненно, явились современные выходы палеозоя. Залегание осадков среднего эоцена на меловых отложениях (Букантау) и палеозое (Тамдытау) указывает не только на смену положительного знака движения от-

рицательным к началу нижнего эоцена, но и на одновременность опусканий отдельных участков.

Поскольку фактическим материалом доказывается существование участков денудации в палеогене, считаем необходимым остановиться на их характеристике.

Талассо-Ферганское поднятие и Памирская геосинклиальная область на протяжении всего палеогена являлись наиболее активно воздымающимися участками. Это способствовало возникновению расчлененного рельефа и интенсивной денудации. Подтверждение этому находим в накоплении континентальных, часто грубообломочных отложений палеогена, сохранившихся от последующего размыва в древних долинах и межгорных впадинах (Прашахдара на Памире, долина Таласса и т. д.).

Нуратау-Туркестанское поднятие совместно с островными, существовавшими на месте Алайского хребта, а также Султануиздаг и район Центральных Кызылкумов, являясь областями денудации в различные отрезки палеогенового времени, характеризовались холмистым рельефом. На это указывает отсутствие, кроме песков, более грубозернистого материала в составе трансгрессивно залегающих на мелу и палеозое отложений нижнего, среднего и верхнего эоцена. Даже в тех случаях, когда палеогеновые осадки расположены непосредственно на палеозое (отдельные возвышенности в Центральных Кызылкумах и районе Уратюбе), базальные слои палеогена содержат гальку кварца, а не местных пород — известняков или сланцев, на которых они залегают.

Остальная описываемая часть территории в конце мела представляла собой равнинные участки. В Приташкентском районе, Кызылкумах, Северной Фергане и Зирабулак-Зияэтдинских горах в конце мела накапливались красноцветные, преимущественно мелкозернистые породы, указывающие на существование равнин. Неглубокие низины на этой равнине были заняты остаточными от меловой трансгрессии мелководными бассейнами лагунного типа, оставившими после себя гипсы (Каратау, Южная и Юго-Восточная Фергана, восточная часть Таджикской депрессии и т. д.). В позднем палеоцене незначительные опускания этой территории привели к широкой трансгрессии моря, о чем свидетельствуют повсеместно развитые осадки верхнего палеоцена.

В нижнем эоцене трансгрессия моря расширяется. Под уровнем моря частично скрываются поднятия, оставшиеся в палеоцене сушей. Лишь на востоке областями денудации являются Каратау, Талассо-Ферганское и Чаткало-Кураминское поднятия, центральная и восточная части Нуратау, Туркестанского и Гиссарского хребтов. Острова суши скрываются под уровнем моря в Центральных Кызылкумах.

Среднеэоценовое время характеризуется дальнейшим развитием трансгрессии моря и еще большим сокращением участков суши, вовлеченных в опускания. Областями денудации среднего эоцена остаются лишь Талассо-Ферганское поднятие, Северный и Южный Памир и Нуратау-Туркестанская гряда островов. На это указывают прибрежные песчаные породы среднего эоцена в Приташкентском районе, песчанистые глины и устричники в Фергане и Гиссарском районе. На остальной территории развиты глины и мергели с обилием фораминифер, свидетельствующих о более глубоководном режиме накопления осадков.

В начале верхнего эоцена конфигурация областей сноса остается неизменной, но привнос материала уменьшается. Это привело к накоп-

лению глин верхнего эоцена в Приташкентском районе, Фергане, юго-восточных отрогах Гиссарского хребта и Юго-Восточных Кызылкумах. Относительно более глубоководные мергели среднего эоцена Кызылкумов также сменяются более глубоководными глинами верхнего эоцена. Аналогичные осадки развиты почти на всей территории западных районов Средней Азии. Исключениями являются Восточный Копетдаг, Бадхыз и Кушка, где наряду с накоплением глинистых отложений наблюдалась вулканическая деятельность, выразившаяся в накоплении туфов и туфогенных пород.

Преднеогеновый размыв значительной части осадков верхов верхнего эоцена лишает возможности восстановить полностью картину тектонических движений в пределах описываемой территории. Примерно к западу от Амударьи в Юго-Восточной Туркмении (Гаурдак), в Таджикской и Ферганской депрессиях в конце эоцена продолжают накапливаться отложения такие же, как и в начале верхнего эоцена, т. е. сравнительно глубоководные осадки, свидетельствующие о продолжающемся погружении этой территории до олигоцена включительно.

Наиболее значительная перестройка на территории Средней Азии начинается в олигоцене. В результате поднятий, особенно отчетливо проявившихся во второй половине раннего олигоцена, суша значительно расширяется, нормально-морской бассейн остается только в западных районах территории. На востоке же в Центральных Кызылкумах (горы Букантау, Кульджуктау и т. д.) появляется суша. Зирабулак-Зияятдинские горы и Приташкентский район полностью освобождаются из-под уровня моря; и здесь накапливаются красноцветные континентальные отложения, часто с прослоями гравелитов и конгломератов. Последние указывают на то, что в Каратау и Нуратау уже начались интенсивные процессы денудации. В Юго-Восточных Каракумах, отрогах Гиссарского хребта, Сурхандарье и на значительной площади Кызылкумов в олигоценовое время сохраняется мелководный морской бассейн замкнутого типа. Об этом свидетельствуют пестроцветные песчано-глинистые образования с угнетенными фораминиферами, остракодами и моллюсками, обитающими в ненормально-морских условиях. В западной части Кызылкумов и районе Бухары олигоцен отсутствует, что связано, вероятно, с поднятием этих участков выше уровня моря и размывом не только олигоценовых отложений, но и верхов эоцена.

Представление о формировании структурных элементов в течение палеоцена и эоцена подчеркивается распределением мощностей и формаций. В Ферганской, Яркенд-Кучинской и Афгано-Таджикской впадинах мощности палеогеновых осадков достигают 500—900 м. Разрезы здесь, как правило, полные, лишены перерывов и представлены более глубоководными осадками — глинами и мергелями, содержащими фауну бассейнов с нормальной соленостью.

Меньшие мощности отложений палеогена, порядка 300—400 м, отмечаются в Среднесырдарьинском, Арысском и Дехканабадском прогибах. В периферии прогибов осадки палеогена обогащаются кластическим материалом, появляется устричная фауна, свидетельствующая о прибрежном характере морских бассейнов.

Такие зоны неустойчивых поднятий, как Чулиприташкентское, Кугитангское, оконтуриваются разрезами палеогена сокращенных мощностей как за счет выпадения из разреза более древних слоев (палеоцена, нижнего эоцена и даже среднего эоцена), так и уменьшения мощности стратиграфических подразделений. Обусловлено это мень-

шей скоростью погружения этих участков по сравнению с соседними и одновременностью вовлечения в погружения.

Общая картина нисходящих тектонических движений в палеогене отражается в распределении мощности. Однако это не значит, что эти движения были однозначными на протяжении всего палеогена. Смена литологического состава осадков (известняки и глины в палеоцене; мергели и глины в нижнем эоцене; устричники, зеленовато-серые мергели и глины, в средней части с прослоями красноцветных отложений и гипсами, в среднем эоцене и т. д.) указывает на неоднократную смену нисходящих движений восходящими.

Кроме мощностей и литологического состава, различный характер тектонических движений на описываемой территории подчеркивается еще и распределением формаций.

Грубообломочная континентальная формация свойственна участкам устойчивых поднятий (Талассо-Ферганское и Памирское). В пределах первой области к палеогену относится часть красноцветного комплекса, выделяемого С. С. Шульцем (1948) под наименованием Киргизского с индексом Сг—Тг. В сложении его по долине Таласса принимают участие малиново-красные глины, грубозернистые песчаники, розовые мергели с включением гальки и угловатых обломков палеозойских пород и розовые конгломераты. Строение разреза весьма невыдержанное, и по простиранию соотношение пород резко меняется. Кроме Таласской долины, в меловое и третичное время имелись, вероятно, и другие, расчленявшие эту область устойчивого поднятия.

На Памире в северной и южной зонах осадки палеогена не сохранились. В Центральной же зоне (р. Баджомдара) они представлены (Буданова, 1964) чередованием крупногалечных конгломератов, гравелитов с линзами вишнево-красных песчаников и глин с пылью древесины *Ginkgo*, *Zelkova*, *Juglans* и др., широко распространенных, по заключению И. М. Покровской, в верхнем эоцене-олигоцене.

Аналогичный состав осадков отмечается в районе селений Даржом и Разуч, где они залегают выше известняков с меловыми рудистами; в долине р. Пшарит, на Восточном Памире и в других местах все выходы приурочены к узким остаточным приразломным прогибам, в пределах которых интенсивное осадконакопление закончилось еще в мезозое. Следовательно, Памир также был уже устойчивым поднятием в палеогеновое время.

Песчано-карбонатная глинистая формация не только оконтуривает устойчивые поднятия — Талассо-Ферганское, Туркестано-Нуратинское, Памирское и Каратауское, но и развивается в области неустойчивых поднятий.

Для нижней части этой формации характерно наличие песков, песчаников, алевролитов, песчанистых известняков, а для верхней (средней, верхний эоцен) — преобладание мергелей, устричников и глин. Восточной части — в Приташкентском районе и обрамлениях Ферганской депрессии — этой формации свойственны включения гальки и развитие устричной фауны (эоцен), свидетельствующей о прибрежных условиях накопления осадков.

Карбонатно-глинистая формация пользуется наиболее широким распространением. Развита в пределах устойчивых прогибаний в Ферганской и Афгано-Таджикской депрессиях, в Среднесырдарьинском и Аякдукском прогибах, а также в пределах неустойчивых поднятий. Чередование мергелей и глин, содержащих в большом количестве планктонные фораминиферы, свидетельствует об осадках более глу-

боководной части мелководного бассейна, занимавшего всю эту огромную территорию Средней Азии.

Как видим, выделенные и весьма кратко описанные формации отражают общую картину тектонических движений на протяжении палеогена. Несомненно, каждая формация в пределах контура ее распространения отличается спецификой строения разрезов, в которых отражаются частные изменения тектонических движений.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

ДАТ-РАННИЙ ПАЛЕОЦЕН

Конец меловой эпохи ознаменовался сменой нисходящих тектонических колебательных движений восходящими, что привело к регрессии сенонского морского бассейна почти во всей описываемой территории. На приподнятых участках, вышедших из зоны седиментации, обозначились равнинные и всхолмленные денудационные области (см. рис. 8).

Равнины располагались на востоке и юге Приташкентского района, в северном и восточном обрамлении Ферганской депрессии, а на западе и юго-западе занимали Восточные и Юго-Восточные Кызылкумы, простираясь на юг в область Каршинских степей. Поскольку на этой территории отложения бухарских слоев (верхний палеоцен) залегают на маастрихте, а в некоторых пунктах на кампане, предполагается преобладание процессов денудации, которым подвергалась только что вышедшая из-под уровня моря равнинная, сложенная меловыми осадками область. Продукты выветривания, возникавшие в условиях аридного климата, выносились в депрессии и накапливались в виде красноцветных или пестроцветных глин, алевролитов, реже песчаников, прослаивающихся гипсами (темирчинская свита в Приташкентском районе, аналоги акджарских слоев в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта).

Территории современных сооружений Чаткало-Кураминского, Нуратинского и Туркестано-Алайского хребтов представляли в дат-нижнепалеоценовое время более приподнятые части суши, которые существовали еще в период максимальной верхнемеловой трансгрессии.

Со стороны всхолмленных участков равнины в направлении Приташкентской и Ферганской депрессий спускались речные долины, опреснявшие прибрежные части лагуны. На это указывает наличие среди красноцветов пелитоморфных, местами кремненных известняков в разрезах бассейнов рек Аксаката и Турбата, в долине Ангрена, а также в Северо-Восточной Фергане. Наиболее крупные водные потоки располагались в районе Касансая, Варзыка и Караалмы, где дат-нижнепалеоценовые осадки характеризуются грубозернистостью терригенного материала с включением галек.

На юго-востоке (на месте северных дуг Памира) располагались приподнятые участки суши — низкие горы с относительно расчлененным рельефом и развитой речной сетью, водами которой временами опреснялись прибрежные части бассейна лагунного типа, располагавшегося на месте Алайского пролива и Таджикской депрессии. О том, что рельеф Северо-Памирских гор был расчлененным, а водные потоки бурными, свидетельствует грубый обломочный материал, слагающий нижнюю часть разрезов вблизи поднятия. Последний представлен грубозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами.

Областями седиментации в дат-нижнепалеоценовое время являлись участки на севере Приташкентского района, в Ферганской и Таджикской депрессиях и в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта. На этой территории после регрессии кампан-маастрихтского моря сохранились полузамкнутые внутренние водоемы лагунного типа. На юге, в Таджикской депрессии бассейн свободно сообщался с морем, располагавшимся на территории современного Афганистана, а на востоке через Алайский прогиб достигал Яркенд-Кучинской впадины в Кашгарии.

В пределах указанных выше впадин накапливались осадки, связанные со следующими фациями: 1) осолоненных участков внутренних морей, заливов; 2) опресненных участков внутренних морей, заливов; 3) мелкого моря.

Фации осолоненных участков внутренних морей развиты на севере Приташкентского района, в Ферганской и Таджикской депрессиях и Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта.

В северо-западной части Приташкентского района и на левобережье Сырдарьи (горы Карактау) располагалась лагуна, что подтверждается наличием гипса мощностью до 60 м в районе к северу от Карактау, а также менее мощных его прослоев среди красноцветных, чаще всего глинистых осадков в районе гор Алымтау. Наибольшее опускание лагуны испытывала в пределах левобережья р. Келес, между селениями Ленинское и Турбат, а также к северу от Джаусугума. Повсеместно отлагались тонкозернистые осадки, представленные чередованием огипсованных глин, глинистых песчаников, алевролитов, изредка гипсов и глинисто-известковистых доломитов. Породы обладали пестрой окраской (сиреневой, охристо-красной, серой, зеленоватой), распределяющейся в виде пятен или окрашивающей целиком прослой пород различного состава. Слоистость преимущественно тонкая или горизонтальная, в отдельных прослоях косая, мультислойная.

В восточных частях Приташкентской лагуны отмечается своеобразный комплекс осадков, представляющих собой чередование пестроцветных (зеленых, серых, сиреневых, малиново-красных, белесых или розовых) песчаников, глин, мергелей, глинистых известняков, переслаивающихся с белыми или розовато-красными гипсами.

В пелитоморфных и оолитовых известняках наряду с примесью глинистых частиц присутствуют мелкие зерна халцедона. Широкое развитие карбонатных осадков среди песчано-глинистых отложений, видимо, связано с обильным привносом карбоната кальция водами рек, стекавших со стороны всхолмленной денудационной равнины, располагавшейся на месте современной Чаткало-Кураминской складчатой зоны. Наличие зерен халцедона в пелитоморфных известняках свидетельствует о том, что воды, опреснявшие прибрежную часть лагуны были обогащены и окислами кремния.

Характер тектурных и структурных особенностей пород, их состав и наличие комплекса пресноводных остракод позволяют считать вышеописанные осадки образовавшимися в условиях опресненных лагун. По направлению на запад, по мере приближения к центральным частям впадины, карбонатные и песчаные осадки постепенно исчезают и замещаются глинистыми.

Ферганская депрессия в дат-нижнепалеоценовое время теряет связь с открытым морем, превращаясь в типичную лагуну, где шло накопление в основном гипсов, ангидритов, местами переслаивающихся с красными, реже зелеными глинами, иногда алевролитами.

Состав осадков указывает прежде всего на повышенную соленость вод Ферганской лагуны и объясняется отшнурованностью бассейнов от открытого моря, жарким и сухим климатом и слабым поступлением пресных вод с прилегающей с юга, запада и востока суши. Заметный привнос терригенного материала наблюдается в северной и юго-восточной частях лагуны. Здесь среди сульфатных осадков отмечается более широкое развитие прослоев глин и алевролитов.

В северной и северо-восточной частях лагуны, в зонах, тяготеющих к возвышенным частям обрамления депрессии (Нарын, Варзык, Майлису, Чарвак, Караалма и др.), по развитым красноцветным пескам, песчаникам и гравийникам, чередующимися с прослоями тонкозернистых и оолитовых известняков, можно судить о заметном влиянии привноса пресных вод реками, стекавшими с суши.

На юго-востоке Ферганская депрессия соединялась с Таджикской и Кашгарией через узкий Алайский пролив, где наряду с гипсами и ангидритами отмечается значительное количество глинисто-алевролитового материала.

Территория Таджикской депрессии и Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта в это время представляла собой обширную лагуну, где в основном накапливались гипсово-доломитовые осадки. На востоке северного района Таджикской депрессии наряду с гипсами в начале дат-палеоценового времени отмечались красноцветные глины, алевролиты, песчаники, реже доломиты. Временами в пределы описываемой лагуны проникало море с соленостью вод, близкой к нормальной. На это указывает присутствие среди гипсово-доломитовых осадков незначительных прослоев известняков и доломитов с комплексом органических остатков, представленных родами: *Corbis*, *Lucina*, *Crassatella*, *Pitar*, *Cardita*, *Turritella*, *Cardium* и др., а также единичных экземпляров морских ежей, одиночных кораллов, мшанок.

На востоке депрессии, в районах, прилегающих к приташкентской суше, наряду с гипсово-доломитовыми осадками заметно распространены грубозернистые песчано-гравийные отложения, позволяющие утверждать существование моментов активизировавшихся поднятий, и, возможно, опреснение прибрежных частей лагуны реками, также выносившими обломочный материал.

ПОЗДНИЙ ПАЛЕОЦЕН

Начиная с позднего палеоцена большая часть территории Средней Азии испытывала общее погружение, что ознаменовалось первой палеогеновой трансгрессией.

Возвышенные равнины, располагавшиеся в раннем палеоцене в Кызылкумах, южной и юго-западной частях Приташкентского и Каршинского районов, начали медленно погружаться под уровень моря. Значительно сократилось в размерах Нуратау-Туркестанское поднятие, а на месте суши, разделявшей Приташкентскую и Ферганскую лагуны, образовался пролив, в пределах которого, видимо, еще оставались отдельные подводные гряды (рис. 10).

Как и в дат-раннем палеоцене, суша, располагавшаяся на месте Чаткало-Кураминского региона, Ферганского хребта и Нуратау-Туркестанского поднятия, представляла собой всхолмленные равнины, откуда в мелководный морской бассейн происходил основной снос терригенного материала, а приток пресных вод приходился на его прибрежные участки.

На крайнем юго-востоке находятся Южно-Памирские низкие горы, имевшие в то время менее расчлененный рельеф и относительно слабо развитую речную сеть.

Морской бассейн, покрывавший территорию Восточного Узбекистана, в это время являлся краевой зоной открытого моря, располагавшегося на юго-западе Афганистана. В различных частях описываемой территории на фоне общего погружения наблюдались многочисленные и чередующиеся по знаку колебательные движения, создавшие весьма неустойчивые условия осадконакопления.

Почти повсеместно наряду с мелководными нормально-морскими осадками, представленными тонкозернистыми, иногда песчанистыми известняками, а на западе у поднятий Центральных Кызылкумов песчаниками, широко распространились доломиты, доломитизированные известняки с прослоями гипса, содержащие обедненный комплекс моллюсков, известный под названием «капланбекский».

Анализ экологических особенностей форм, входящих в состав этого комплекса, позволил считать его представителей (*Corbula angulata* Lam., *Corbula biangulata* Desh., *Modiola jeremejewi* Rom. и др.) обитателями мелководных бассейнов с повышенной соленостью. Видимо, были моменты резкого обмеления бассейна, что при жарком, сухом климате и сильном испарении приводило к резкому повышению его солености. Юго-западные отроги Гиссарского хребта и восточные части Таджикской депрессии в такие моменты превращались в лагуны, где наряду с доломитами шло накопление гипсово-доломитовых осадков.

В юго-восточную часть Ферганской депрессии и в восточную часть Алайского пролива воды нормально-морского бассейна почти не проникали, и здесь на протяжении всего позднего палеоцена накапливались гипсово-доломитовые отложения. Подобный состав пород в сочетании с угнетенными формами корбулид, развитых в них, еще раз подтверждает чрезмерно высокую соленость вод данной территории.

В течение рассматриваемого времени наиболее стабильно погружались развивавшиеся еще с мезозоя впадины: Среднесырдарьинская, центральная и южная часть Ферганской и Южно-Таджикская, в которых преобладают глинисто-карбонатные осадки. Накапливались они в относительно глубоких частях мелкого моря. В Среднесырдарьинской впадине непрерывно формировались мергели и глины, а в Ферганской в моменты наибольшего прогибания дна — преимущественно глинистые осадки.

В конце палеоцена в северной части Южно-Таджикской депрессии располагались самые глубокие участки бассейна. Наряду с мелкозернистыми разностями известняков накапливались мергели (каратаский горизонт), содержащие богатый комплекс моллюсков нормально-морского облика (каратаский комплекс). Среди них Л. В. Миронова (1960) и Г. Ф. Крейденков определили *Cyprina morrissi* Sow., *C. lunulata* Desh., *Pholadomya cuneata* Sow., *Gryphaea antiqua* Schwetz. и др. Аналогичные формы обнаружены и в Ферганской депрессии, что свидетельствует о проникновении мелкого моря с нормальной соленостью и в эту, казалось бы, отшнурованную часть обширного бассейна.

Временное обмеление и связанное с ним увеличение солености воды, приведившее к накоплению гипсов и доломитов, сказалось и на фауне, которая отсутствует в осадках начала позднего палеоцена. В западной и Восточной частях депрессии представители каратагского комплекса исчезают и появляются единичные представители капланбекского комплекса, указывающие на распространение в этих местах более мелководных, временами осолонявшихся участков мелкого моря.

По окраинным частям бассейна, примыкающим к Чаткало-Кураминскому поднятию, вдоль северного и северо-восточного погружения Ферганской депрессии и на северном погружении Нуратау-Туркестанского поднятия располагались участки, куда сносилась основная масса обломочного материала. В такие участки наряду с обломочным материалом поступало значительное количество вод, стекавших с возвышенных участков суши и опреснявших прибрежные, периферические части бассейна.

В Приташкентском районе (Кызылтал, Ангрэн) в этой зоне накапливались окремненные, очень крепкие мелкокристаллические известняки. Видимо, пресные воды, стекавшие с расположенного на востоке Чаткало-Кураминского поднятия, были обогащены окислами кремния и выпадали в осадок вместе с карбонатами кальция, имевшими значительные концентрации в морской воде. Находки плодов *Chaga* лишь подтверждают сказанное выше.

В северо-ферганской полосе участие речных вод временами проявлялось наиболее заметно. Здесь в зоне сильного прибоя и подводных течений, возникавших в местах впадения в морской бассейн поверхностных вод, отлагались гравийные пески и слабо сортированные терригенно-известковые осадки, на которых поселялись устрицы с толстостенными раковинами (*Ostrea Kalizkyi Vial.*, *Ostrea bellovacina Lam. var trincleri Böhm* и др.) и раки *Callinassa*. В менее подвижной воде на известково-песчаных осадках литорали жили устрицы и другие представители крупных пелеципод. В заливах, глубоко вдававшихся в сушу в районах северной (Ортоторай) и северо-восточной (Караалма) частей депрессии, накапливались гравийно-песчаные породы, видимо, представлявшие собой дельтовые образования.

Вдоль северного погружения Нуратау-Туркестанского поднятия в виде узкой полосы в условиях пологого прибрежного пляжа накапливались прекрасные сортированные, почти не содержащие карбоната кварцевые пески.

Северопамирская суша, интенсивно развивавшаяся в течение раннего палеоцена, к концу его, видимо, сильно сивелировалась, так как в примыкающую часть бассейна сносился в основном тонкий терригенный материал (алевролиты, глины). Лишь временами отмечалось кратковременное усиление привноса терригенного материала реками, способствовавшими опреснению водоема в береговой зоне и накоплению карбонатных осадков.

РАННИЙ ЭОЦЕН

Конец палеоценовой и начало раннеэоценовой эпохи характеризовались усилением движений отрицательного знака по всей территории Восточного Узбекистана. Трансгрессия южного моря привела к исчезновению лагуноподобных бассейнов со специфическими чертами осадконакопления. В область седиментации вовлекались краевые части Чаткало-Кураминской и Нуратау-Туркестанской суши, несколько расширился алайский пролив (рис. 11). В то же время происходило тектоническое оживление в областях суши, повысилась активность рельефа, глинистые осадки береговых зон интенсивно насыщались песчано-алевритистым материалом, сносимым с суши водными потоками. Прибрежно-морские терригенные осадки, окаймляющие все области сноса, вытянулись и на запад в широтном направлении от Нуратау-Туркестанской суши, подчеркивая наличие Центрально-Кураминской группы

подводных поднятий, которые в палеоцене находились выше уровня моря.

В Гузар-Керкинском районе отмечены временное прекращение осадконакопления на границе палеоцена и раннего эоцена и выход отдельных участков из-под уровня моря, что подтверждается выпадением каратагского горизонта из разреза и залеганием песчаных глин нижнего эоцена с битой ракушкой на неровной изъеденной илоедами поверхности палеоценовых известняков. Местами встречены даже обломки брекчированных пестрых известняков (Тандырча). Вероятно, на фоне общего погружения всей территории происходило воздымание отдельных участков. Объясняется это характером тектонической деятельности, приводившей к неравномерному погружению Гузар-Керкинского района.

Дальнейшая трансгрессия привела к исчезновению всех этих непокрытых зеркалом воды участков суши. Чаткало-Кураминский, Нуратау-Туркестанский и Северо-Памирский массивы оставались сушей. Ровный рельеф подтверждается привнесом в бассейн преимущественно глинистого материала, который подвергался в морской воде преобразованию с выделением полного изоморфного ряда глинистых минералов. Обычным для этих осадков является присутствие включений аутигенного глауконита — показателя нормально-морских мелководных условий, что подтверждается наличием в этих отложениях горючих сланцев (концентрация органического вещества неравномерная).

Осадки начала раннего эоцена содержат малое количество органического углерода и больше 0,3—0,4% железа (исследованию подвергались только образцы из Южного Узбекистана), что связано с существованием обратной пропорциональности между С орган. и Fe (Страхов, 1962). Это явление объясняется большим содержанием реакционно-способного железа, которое выпадало из морской воды в виде оолитов и стяжений гематита размером до 3—4 см в поперечнике. В дальнейшем в бассейне увеличилось содержание С орган. за счет, видимо, развития морской растительности, а соответственно и насыщение им глинистых осадков (горизонт темно-серых глин), что привело к появлению кристалликов пирита в глинах, свидетельствующих о сероводородной геохимической среде (сульфидная фация). Восстановительные условия в это время достигали максимума.

Поздние колебания дна бассейна, являвшегося краевой частью морского пространства тетиса, привели к неравномерному развитию фитобентоса, который, возможно (Страхов, 1962), являлся исходным материалом для гумусовых веществ при образовании горючих сланцев, прослеживающихся на юге и западе исследуемой территории. Пышный расцвет фитобентоса связывается с понижениями дна, так как в приподнятых частях его, выраженных в осадках залесоченностью, сланцы совершенно отсутствуют. С другой стороны, эти пониженные участки располагались неглубоко — в пределах прохождения в придонные воды прямых солнечных лучей и свободного доступа кислорода.

Таким образом, сероводородное заражение поддонной воды снизилось и не повлияло, как доказывает Н. М. Страхов, на повышение органического углерода. «Для горючих сланцев наиболее благоприятны тектонические слабоактивные территории с относительно мало расчлененными и слабо денудированными водосборными площадями морских бассейнов».

Дальнейшее развитие бассейна привело к восстановлению его нормального режима, несколько усилилась дифференцированность движе-

ний, которая отразилась на осадках (запесоченность, мергели, карбонатные глины).

Эти черты раннеэоценового бассейна характерны для большей части Восточного Узбекистана, за исключением узкой полосы в Приташкентском районе, непосредственно примыкающей к области сноса. Здесь накопились грубозернистые осадки: гравелиты, песчаники с прослоями мергелей. Эти участки бассейна подверглись интенсивному разбавлению пресными водами, приносимыми с суши речными системами палеокелеса, палеочирчика и палеоангрена, что не было благоприятным для концентрации органики.

В Северной Фергане в раннеэоценовое время сохранились условия позднепалеоэоценового осадконакопления. В районах Итакарсая и в Северо-Восточной Фергане, несомненно, существовали две крупные речные системы (Геккер и др., 1962), которые значительно опресняли Ферганский бассейн. Песчаные осадки этой фации прослеживаются вдоль всего северного борта впадины, где они чередуются с прибрежно-морскими карбонатными породами, в которых находятся норы раков и водорослевые известковые образования (Геккер и др., 1962). Южнее прибрежно-морские осадки сменяются фациями мелкого моря, представленными преимущественно зелеными глинами. В этой зоне встречается большое количество гастропод из рода *Potamides*, которые селятся в участках с пониженной соленостью (Ливеровская, 1953). О некоторой подвижности вод в периферической части бассейна свидетельствуют находки толстостенных массивных раковин *Ostrea hemiglobosa* Rom. Ближе к центральным частям селились пелециподы *Cardita*, *Meretrix*, *Pectunculus* — обитатели тиховодных водоемов.

Интересные данные приводят Р. Ф. Геккер и др. (1962) по расселению фораминифер в Ферганском бассейне. Известковистые фораминиферы тяготеют к северным частям бассейна, а фораминиферы с песчаной раковинной — к южным, где накапливаются бескарбонатные осадки. Это объясняется тем, что туркестано-алайскую сушу дренировали реки с очень небольшим содержанием карбоната, с севера же впадали реки, имевшие обширный водосбор и потому содержавшие большое количество карбоната. Состав осадков и распределение фораминифер подтверждают подобный вывод. Указанное обстоятельство, а также грубозернистый состав осадков (песчаники с прослоями конгломератов, экаймляющих северо-восточную область сноса) указывают на более высокое гипсометрическое положение и относительно большую расчлененность северо-восточной суши, сложенной палеозойскими породами.

Нуратау-Туркестанская суша и краевые участки Чаткало-Кураминской области представляли собой всхолмленную денудационную равнину, состоящую из меловых пород и непосредственно примыкающую к седиментационным бассейнам. С этим согласуются выводы Л. С. Берга, который указывает на то, что и в третичное время Тянь-Шань представлял собой нечто подобное современной Казахской складчатой стране; высота мелкопочников, холмов и увалов его достигает нескольких десятков метров, отдельные массивы поднимаются над окружающей степью на 700—1400 м.

Памирскую денудационную область мы также склонны относить к суше с низкогорным рельефом, отличая ее от менее возвышенной Нуратау-Туркестанской зоны поднятий.

Анализ фауны, населявшей нижнеэоценовый бассейн, указывает на неглубоководность (30—40 м) отдельных приподнятых его частей (устричные банки *Ostrea* и *Gryphaea*), а вообще глубина бассейна была несколько больше, на что указывают комплексы фораминифер Кы-

зылкумов и Таджикской депрессии, очень сходные между собой. Н. Е. Минакова отмечает, что в современных морских бассейнах близкие по видовому составу комплексы фораминифер встречаются на глубинах от 50 до 200 м. Большое развитие бентосных форм с агглютированной раковиной также указывает на неглубокий характер бассейна Таджикской депрессии и преобладание восстановительных условий с наличием богатой морской растительности, что приводило к растворению секреторных известковистых форм. Появление позже смешанных комплексов бентосных и планктонных агглютированных или известковистых форм свидетельствует об углублении бассейна в отдельные моменты, причем эта глубоководность приурочивалась к южным частям Таджикского моря.

Климат в раннем эоцене был сухой или полусухой. Это подтверждается находением таких теплолюбивых форм, как *Ostrea* и *Gryphaea*, которые обитали в водах с температурой 15—25°, а также накоплением известковистых и засоленных глин гидрослюдистого и монтмориллонитового состава с примесью хлоритов.

Предположение Н. К. Быковой (1939) о существовании низкотемпературных условий в раннем эоцене в связи с широким развитием фораминифер с песчаной раковиной убедительно опровергается Р. Ф. Геккером и др. (1962).

К концу раннего эоцена характер эпейрогенических движений дифференцируется, что отражается в развитии более разнообразного комплекса пород и органических остатков.

СРЕДНИЙ ЭОЦЕН

Эволюция палеогенового бассейна шла по пути унаследованного развития основных структур Восточного Узбекистана и сопредельных территорий. В среднем эоцене, как и в нижнем, продолжают существовать три основные области денудации: северо-восточная (Чаткало-Кураминское и Ферганское поднятия), центральная (Нуратинское и Туркестано-Алайское поднятия) и юго-западная (Памирское поднятие). Однако их очертания и характер влияния на седиментационные бассейны существенно изменились (рис. 13).

Среднеэоценовое время характеризуется накоплением большого разнообразия фациального комплекса как в плане исследуемой территории, так и в различные этапы этого временного отрезка. Начало среднего эоцена знаменуется дальнейшим расширением морской трансгрессии. Большую часть Средней Азии тогда занимало море, которое через Тургайский пролив соединялось с бореальным морем Западной Сибири (Синицын, 1962). Большая дифференцированность тектонических движений привела, с одной стороны, к углублению и расширению седиментационных бассейнов, с другой — к появлению отдельных островных поднятий и воздыманию основных денудационных областей. Такая смена обстановки не могла не отразиться на характере осадков: вместо повсеместно развитых в раннем эоцене глинистых образований в начале среднего эоцена накапливались в основном карбонатно-терригенные осадки, существенно обновлялся и фаунистический состав бассейна.

Трансгрессия моря привела к разделению Нуратинской и Туркестано-Алайской суши в Уратюбинском районе. Здесь образовался довольно широкий пролив шириной 70—80 км. На абрадированной скальной поверхности палеозойских известняков откладывались известково-мергельные илы. Прибрежно-морской характер этих осадков

подтверждается большим количеством нор роющих раков в породах и следами сверлящих моллюсков. К востоку вдоль Туркестано-Алайской суши отлагались песчаные карбонатные осадки. Прибрежно-морской характер осадков, окаймлявших области сноса в раннем эоцене, не изменился и в среднем эоцене, однако сильно увеличилась песчаность отложений. Например, в области северного погружения Нуратинского поднятия и в Приташкентских чулях средний эоцен целиком сложен песками и песчаниками кварцевого и кварц-полевошпатового составов. Такого типа осадки Д. В. Наливкиным выделяются в подзону прибрежных подводных песков, которые были вынесены с суши, а затем в результате деятельности подводных течений окатаны, отсортированы и распределены в зоне прибрежной полосы.

В Восточных Кызылкумах, как и в раннем эоцене, продолжали отлагаться глинистые осадки, а в Центральных Кызылкумах выделялись фации поднятий, выраженные мергельными осадками, которые, захватывая территорию Бухарской области, обособляли зону подводных поднятий, расположенную в западной части нашей площади.

Постепенный переход нижнеэоценовых отложений Таджикской депрессии к среднеэоценовым свидетельствует о том, что существенных изменений, резко отразившихся на характере осадконакопления, в начале среднего эоцена не было. В это время здесь накапливался преимущественно глинисто-карбонатный материал, а также постепенно менялся состав фораминифер: все виды, характерные для открытых морских бассейнов, заменялись исключительно эндемичными формами, что по мнению Н. Е. Минаковой, можно связать с некоторым опреснением бассейна.

Макрофауна в нижней части среднего эоцена отсутствует.

Среднеалайское время в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта характеризуется поднятиями, которые отделяют бассейн от Бухаро-Каршинского. Выше уровня моря оказались два островных поднятия: Сурхантауское и Кугитангское. Эта возвышенная зона сложилась из песчано-карбонатных осадков прибрежно-отдельного бассейна, на западе Сурхантауского островного поднятия откладывались исключительно песчаные осадки, которые объединялись с прибрежно-морскими фациями Нуратинской суши.

В Центральной части Таджикской депрессии в это время образовались гипсоносные и красноцветные глинистые породы, обособив зону осолоненного бассейна. С востока и запада в северо-восточном направлении протягивались узкие прогибы, являющиеся естественными путями направления морских течений глубинного типа. Именно к этому времени приурочено образование фосфатсодержащих пород. Наибольшие концентрации фосфорита (около 25% P_2O_5) связываются с терригенными породами среднего алая. Содержание его в других частях разреза среднего эоцена, хотя и отмечено, но в меньшем количестве. Содержание P_2O_5 в разрезе алайских отложений изменилось от долей процента в подошве и кровле до 20—25% в средней пачке (данные Б. А. Каськова).

В основном мы согласны с принятой для Южного Узбекистана Б. А. Каськовым концентрацией А. В. Казакова (1939), по которой формирование рудоконцентраций фосфата происходило в водах моря на глубине 500 м. Появление фосфатов в мелководных фациях среднего эоцена Б. А. Каськов объясняет сильными глубинными течениями, выносившими фосфаты из глубоких горизонтов южного моря по Сурхандарьинскому и Дехканабадскому прогибам. В благоприятных усло-

виях мелководного шельфа, где прикосновение морских глубинных вод с поверхностными вызывает падение порционного давления CO_2 , фосфат выпадает в осадок. Осадки, насыщенные P_2O_5 , в последующие этапы подвергаются переотложению, происходит многократное перераспределение фосфата в осадке и его обогащение. Эта последняя стадия завершается в период сильного обмеления бассейна, выхода отдельных его участков из-под уровня моря. Об этом свидетельствуют многочисленные внутриформационные перерывы в толще среднего эоцена, песчано-гравийный состав осадков, наличие переотложенных устриц, встречающихся часто в виде битых створок, а также совместное нахождение в средней части слоя *Ostrea turkestanensis* Rom., нижнеэоценовых *Ostrea hemiglobosa* Rom. и др.

Фосфатонакопление в других частях среднеэоценового бассейна было незначительным. По данным В. А. Копаева и др., это объясняется полуизолированностью Ферганского залива от открытого моря и существованием глубоководного моря, удаленного от прибрежной зоны, в Бухаро-Каршинской депрессии.

В Кызылкумах (Букантау, Ташкудук и др.) во временном интервале палеоцен-эоцена отмечается скопление фосфоритовой фации, которое М. Н. Баскаков объясняет перемещением береговой линии.

В конце времени накопления алайских слоев в южной и западной частях Восточного Узбекистана и в сопредельных территориях устанавливаются вновь нормально-морские условия и происходит осаждение преимущественно глинистого, реже карбонатно-глинистого и песчаного материала.

Наличие нескольких проливов, связавших Ферганский бассейн с другими бассейнами, обусловило и фациальное изменение осадков. Границы бассейна несколько расширились, новые участки, вовлеченные в область седиментации, начали заполняться осадками прибрежных равнин, временами заливавшихся морем в результате пульсирующего характера движений. Эти фации выделены на севере и северо-востоке Ферганы. Южнее они замещаются конгломератами, песчаниками и известняками прибрежно-морского типа. В Центральной же части Ферганского бассейна в условиях морского мелководья накопился карбонатно-глинистый ил. Карбонатность к юго-востоку увеличилась, в результате произошло полное замещение известняками. Сильная запесоченность карбонатов характерна для районов Юго-Восточной Ферганы, где они накапливались в прибрежно-морских фациях. Последние широко развиты в Приташкентском районе, в сложении их принимают участие устричники, кварцевые пески, реже глины. Кварцевые пески, по данным Г. А. Беленького (1961), формировались в условиях подводной дельты.

Основными представителями макрофауны алайских слоев являются устрицы рода *Ostrea* с преобладающим видом *Ostrea turkestanensis* Rom. Эти формы, образовавшие целые устричные поселения, отмечаются в большинстве разрезов, где они образуют несколько прослоев устричников. Этот вид — показатель мелководных морских условий, существовавших в то время на территории Приташкентского района, Ферганы, Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта и Таджикской депрессии. В большинстве встречаются устричные поселения, погибшие под сильным воздействием течений или в результате занесения их алевитисто-илистым материалом еще при жизни. Это подтверждает частое изменение гидродинамических условий моря алайского времени (Геккер и др., 1962).

Комплексы фораминифер алайских слоев отличаются преобладанием известковистых форм. Нахождение в глинисто-карбонатных фазах Ферганы песчаных фораминифер Н. К. Быкова (1939, 1953) объясняет сильной обогащенностью этих осадков органическим веществом, выделявшимся при разложении зарослей zostеры (морской травы), что привело к растворению известковистых раковин фораминифер. Однако развитие zostеры оспаривается Р. Ф. Геккером и др., которые считают, что вязкий коллоидальный осадок дна моря был неблагоприятным для развития этого вида растительности, а обогащение илистых осадков органическим веществом шло «за счет его сноса вместе с пелитом и тонкой карбонатной мутью». В южных районах территории широко развиты нониониды и роталиды, переносившие значительное понижение солености среднеалайского бассейна. Позже соленость вод становилась нормальной, о чем свидетельствует наличие в отложениях радиолярий.

В Кызылкумах и Бухарской депрессии время накопления алайских слоев характеризовалось существованием сравнительно глубоководных условий. На это указывает незначительное развитие нонионид и аномалиид (показателей мелководности), большое количество радиолярий и отсутствие устричников.

Климат алайского времени был теплый, ближе к аридному. К такому выводу приводит нас наличие групп теплолюбивой фауны устриц, нуммулитов, глобороталий, а также гипсоносность пород (разрезы Таджикской депрессии).

Усиление тектонических движений вызвало значительный рост основных денудационных поверхностей. Это подтверждается более грубым составом осадков, окаймляющих области сноса. Песчано-конгломератовый состав пород несомненно указывает на существовавшую, хорошо развитую речную систему, что, безусловно, могло быть только при условии достаточно возвышенного рельефа в областях сноса.

Имеются предположения о существовании в начале среднего эоцена вулканической деятельности. Так, Н. Е. Минакова отмечает в отложениях алайских слоев прослой бентонитовых глин и широкое развитие радиолярий. Это является косвенным отражением кушкинской фазы вулканической деятельности (Солун, 1958), проявившейся в Бадхызе.

Подводя итог сказанному, необходимо отметить, что основные характерные черты алайского бассейна: во-первых, широкое развитие почти по всей территории Восточного Узбекистана «фосфоритовых фаций», которые в отдельных участках при благоприятных условиях (например, Каратагское, Гулиобское, Ташкудукское, Бешбулакское и другие месторождения) образовали значительные концентрации фосфоритовой руды промышленного значения; во-вторых, значительные образования кварцевых и кварцево-полевошпатовых песков Приташкентского района, явившиеся результатом сложившейся обстановки — выноса большого количества терригенного материала в прибрежно-морскую зону.

Эти отличительные признаки начала среднеэоценового времени явились закономерным отражением развития палеогенового бассейна исследуемой территории.

Максимального развития трансгрессия палеогенового моря достигла в туркестанское время. Именно в это время сокращение участков привело к тому, что Приташкентский и Ферганский заливы слились, образуя единый морской бассейн. Исчезла срединная — Нуратау-Туркестанская область сноса, на ее месте образовалась группа островных

поднятий, как бы плавающих в едином огромном морском пространстве.

Туркестанское время характеризуется повсеместным развитием зеленовато- и голубовато-серых, желтовато-зеленых глин с включениями фосфорита, пирита и аутигенного глауконита. Преобладают глины каолинит-гидрослюдистого и монтмориллонит-бейделлитового составов. Для Юго-Западного Таджикистана Н. Л. Дробинина в туркестанских слоях выделила четыре горизонта глин разного минералогического состава: 1) каолинит-гидрослюдистого; 2) палыгорскит-гидрослюдистого; 3) монтмориллонит-гидрослюдистого; 4) монтмориллонит-бейделлитового. Образование монтмориллонитового состава глин, очевидно, объясняется гальмиролизом вулканического пепла. Именно на это время приходится большое количество радиолярий, развитие которых для районов Устюрта Н. Г. Попов и Г. Ф. Пантелеев, а также Н. Е. Минаява связывают с поступлением вулканического материала, «который встречен как в рассеянном состоянии, так и в виде тонких прослоев пенлового туфа». В толще туркестанских слоев наблюдается неоднократно чередование глин, содержащих фораминиферы, и прослоев с обедненным содержанием их, но насыщенных радиоляриями. Это обстоятельство, а также наличие нескольких прослоев монтмориллонитовых глин свидетельствует о многофазовой вулканической деятельности и может быть связано с тремя этапами эффузивных излияний, выделяемыми В. И. Солуном (1958) в Бадхызе в туркестанское время: чакмаклинским, акарчешминским и ойландузским.

В отдельных местах южной части исследуемой территории во второй половине туркестанского времени начинают откладываться песчаные и мергельные осадки с прослоями устричников, состоящих из *Fatina esterhazyi* Pav. и *Liostrea kokanensis* Sok. Это дает возможность выделить Байсунское, Кафирниганское и Вахшское подводные поднятия, которые, вероятно, лишь моментами показывались над уровнем моря. Довольно четко намечаются и прогибы Таджикской депрессии, вытянутые в субмеридиальном направлении — Сурхандарьинский, Нурекский и Кулябский.

В Кызылкумах в это время происходит накопление карбонатных глин с большим количеством *Globigerinoides conglobatus*, указывающих на тропический и субтропический характер бассейна.

В Фергане отмечалось усиление нисходящих движений, бассейн значительно расширился, скрылся над водой Кураминский полуостров, временами через Алайский и Уратюбинский проливы открывалась прямая связь с южным бассейном. Осадконакопление здесь несколько отличалось от других частей бассейна. На севере и северо-востоке отлагались терригенные осадки опресненных придельтовых частей моря, которые перешли в терригенно-карбонатные и терригенные осадки (песчаники с гравием, алевролиты, известняки) прибрежно-морского типа с характерными норами роющих раков, пелелиподами *Raporaea*, *Meretrix*, *Lucina*, *Fatina* и др. Этот фациальный комплекс протянулся полосой вдоль бортов всего Ферганского бассейна. Терригенно-известковистые осадки, по данным Р. Ф. Геккера и др. (1962), переходили сначала в мощные устричники, занимавшие обширные территории, а затем в более удаленной зоне сменялись другим комплексом. Здесь на алевролитисто-глинистом иле селились *Meretrix*, *Cardium* и др.

При переходе к глубоководным илам найдены *Bolivina*, *Bulimina*, *Virgulina* и др., а в прибрежной зоне, со значительным волноприбойным движением воды, преобладают *Cibicides*, *Nonion*, *Discorbis*.

В среднетуркестанское время алевроитово-глинистые осадки с устричниками сменились детритусовыми и ракушняковыми известняками, позже начал складываться алевроитисто-глинистый ил. Причем в районе городов Ферганы и Андижана отмечены прослои гипсов, указывающие на разнонаправленность вертикальных движений в отдельные моменты.

В зоне Алайского пролива накапливались терригенные осадки с *Fatina*, *Cardita*, *Pectunculus*, причем последние населяют бассейны с нормальной соленостью, а значит зона Алайского пролива отделялась от более опресненного Ферганского бассейна поднятием Карачатыра (Геккер и др., 1962).

Ко второй половине среднего эоцена (туркестанское время) приурочена основная вулканическая деятельность палеогена, проявившаяся на юге Средней Азии (Бадхыз), а за пределами нашей территории — в Иране. В этих местах происходило извержение андезитовых лав и туфов, очаги которых располагались главным образом в Гератско-Харассанском районе, Северном Белуджистане и Армении. С этой вулканической деятельностью, вероятно, следует связывать широкое развитие в верхнем эоцене монтмориллонитовых глин, пышный расцвет радиоларий и прослои кремнистых пород.

ПОЗДНИЙ ЭОЦЕН

В начале позднего эоцена (риштанское время) произошло всеобщее обмеление бассейна, не зафиксированное в Бухарской депрессии, где наблюдается сплошной труднорасчлененный разрез верхнего эоцена, сложенный зелеными глинами (Беленький, Миркамалова, 1965). Это обмеление С. А. Захаров (1953) связывает с перегружением бассейна терригенным материалом, который выносился с подвижных краевых поднятий Гиссарского хребта и Дарваза. С такой трактовкой вряд ли можно согласиться, ибо в этом случае мы должны были бы наблюдать следы «ложной трансгрессии». Наши сомнения подтверждаются тем, что обмеление наблюдается не на большом каком-то участке, а на громадной территории Восточного Узбекистана и сопредельных районов (см. рис. 15). Это выразилось в резком погружении осадков, появлении большого количества мелководной фауны, расширении существовавших областей сноса и появлении основных поднятий не только в южной части территории (Байсунского, Кафирниганского, Вахшского), но и Фергане (Геккер и др., 1962).

На юге территории появление ряда островов приводило к отшнуровыванию отдельных частей бассейна, отличающихся образованием гипсов и огипсованных красноцветных глин в условиях осолоненных лагун (Вахшское поднятие). В других же местах, где обмеление не сопровождалось прекращением свободной связи с открытым морем, отлагался песчано-алевроитовый материал с прослоями карбонатных глин прибрежно-отмельного характера.

По данным Н. Я. Дробининой, в нижней и верхней частях риштанских слоев Юго-Западного Таджикистана развиты монтмориллонитовые глины, в средней — гидрослюдистые. Кроме того, в разрезах Таджикской депрессии отмечаются прослои туффитовых песчаников, подтверждающие существование в это время на территории Афганистана вулканических очагов. Пепловый материал из этих очагов достигал Таджикистана и, по всей вероятности, являлся исходным в образовании широко развитых и четко прослеживающихся монтморилло-

нитовых глин не только в Таджикистане, но и дальше на запад (отроги Гиссарского хребта, Бухаро-Каршинская впадина и Кызылкумы).

В западных районах Восточного Узбекистана мелководный характер бассейна также выражен в осадках, представленных песчаниками, ракушняками, запесоченными глинами. Здесь восходящие движения привели к росту группы Центрально-Кызылкумских поднятий, имевших общую тенденцию к воздыманию еще в туркестанское время.

Повсеместное обмеление, естественно, отразилось на осадконакоплении в Ферганском бассейне. Расширение северной и южной областей суши, сужение Алайского пролива привели к исчезновению нормально-морских условий на большей части Ферганской впадины. Всюду, где раньше откладывались относительно глубоководные морские осадки, теперь образуются глинисто-алевритистые и глинисто-известковистые осадки мелководного лагуноподобного бассейна с резко пониженной соленостью. Здесь развивались *Liostrea simplex* Desh., *Ampullaria*, *Meretrix*, *Cardium*, *Natica*, *Balanus* и другие моллюски, а в зоне литорали вдоль областей сноса откладывались песчано-алевритовые осадки, выносимые в большом количестве водными потоками как с северной суши, так и южной (туркестанской).

В риштанское время туркестанская суша значительно расширилась, судя по довольно широкой полосе терригенных образований, опоясывающих это поднятие. Основными организмами, населявшими эту зону, являлись роющие раки и моллюски *Balanus*. На существование Карачатырского поднятия указывают развитые в этом районе красноцветные осадки, которые в Сугуте сменяются глинами с *Platigena asiatica* Rom. Такие же осадки отмечаются и в Заалайском хребте, Кашгарии и, вероятно, протягиваются в Таджикскую депрессию, где эти формы также встречаются в значительном количестве. Следовательно, никакому сомнению не подлежит существование морских условий в этих районах.

Ферганский бассейн, имея в основном лагуноподобный замкнутый характер, в то же время не терял совсем своей связи с открытым морем.

Новое продвижение моря в Фергане, отмечаемое в исфаринское время, значительно раздвинуло границы бассейна по сравнению с риштанским. Преимущественно развивались глинисто-алевритистые и глинистые осадки мелководного моря с *Jso-cardia*, *Cyprina*, *Turritella*, *Meretrix*, а в относительно глубоководных частях — *Leda*, *Nucula* (Геккер и др., 1962). Эти же исследователи указывают на нормальную соленость бассейна, спокойный и глубоководный характер его по сравнению с риштанским временем, широкое распространение в южной части залива кремнисто-глинистых осадков с радиоляриями, которые связываются с поступлением вулканического пепла.

В ханабадское время Ферганский бассейн существенно не изменился. В комплексах фауны появились *Ostrea*, зарывающиеся *Solecurtus*, *Solemya* и др., исчезли радиолярии, повсеместно распространились известковые фораминиферы и остракоды. Нахождение в осадках большого количества миллиолид указывает на небольшую глубину (до 70 м) бассейна (Геккер и др., 1962). Выделить достоверные аналоги исфаринско-ханабадских слоев на территории Приташкентского района, Кызылкумов и Бухаро-Каршинской впадины трудно из-за полного или частичного размыва большей их части. Тем не менее, судя по отдельным разрезам, где эти осадки имеются, можно предположить о существовании в это время морских мелководных условий с преимущест-

венным накоплением зеленых глин, содержащих моллюски и, главным образом, бентосные формы фораминифер. Существование относительно глубоководных участков отмечено в зонах определившихся прогибов Южного Узбекистана и Таджикской депрессии — Дехканабадский и Сурхандарьинский (его северная часть, в районе р. Туполанг) прогибы, где происходит накопление зеленовато- и желтовато-серых и голубоватых глин с фораминиферами *Globigerinoides* и *Bolvina* и моллюсками, характерными для открытого моря. В нижних частях исфаринско-ханабадских отложений глины имеют монтмориллонит-гидро-слюдистый состав, с другой стороны, наличие в южной Фергане кремнисто-глинистых пород с радиоляриями, приуроченных к этой же части разреза, дает возможность предположить, что в это время существовала вулканическая деятельность.

Таким образом, в исфаринско-ханабадское время исследуемая территория испытала максимальную для палеогенового периода трансгрессию. К среднему палеогену, как отмечает С. А. Захаров (1958), на юге территории по северо-восток-юго-западному простиранию заканчивается перестройка структур, которые в мезозое имели субширотное простирание. К этому времени уже отчетливо вырисовывались основные современные структуры: Байсунское, Кафирниганское, Вахшское и Хозретишинское поднятия и Сурханский, Яванский и Кулябский прогибы.

Климат позднего эоцена был, как и в прежние времена, сухим и жарким. Об этом свидетельствует наличие в отложениях глобороталий, устриц и гипсоносных пород. По В. М. Синицину (1962), строение и морфология эоценовой ксерофитной древесины — кустарниковой растительности, характерной для Южной Туркмении, свидетельствуют о произрастании ее в условиях высокой температуры при недостаточности влаги.

Области сноса в позднеэоценовое время стабилизировались. Тянь-Шань представлял собой низкогорную страну, сильно пенепленизированную, со слабой эрозионной расчлененностью хребтов, с сильно развитой латеритной корой выветривания, продукты которой сносились в межгорные впадины.

Нуратау-Туркестанское поднятие было выражено еще слабее. Оно представляло собой всхолмленное нагорье, которое временами слегка воздымалось (риштанское время) и расширялось, но в течение большей части позднеэоценового времени оставалось слабоподвижной небольшой сушей, в пределах которой, возможно, наблюдалась незначительная аккумуляция осадков, впоследствии размывшихся.

ОЛИГОЦЕН

Тектонические движения, проявившиеся в начале олигоцена, характерны для большинства районов Средней Азии. Под влиянием поднятий от моря освободилась громадная часть описываемой территории — Приташкентский район и Восточные Кызылкумы (см. рис. 17). К этому времени на северо-востоке возник и постепенно поднимался невысокий Таласский Алатау, а на юго-запад от него отходили хребты Угамский, Чаткальский, Кураминский. На востоке воздымался Ферганский хребет. Существовавшие в позднем эоцене островные поднятия Нуратинского, Туркестанского и Алайского хребтов в олигоцене также испытывают тенденцию к росту и соединяются в виде единой цепи почти широтного направления. Все эти поднятия были невысокими

и скорее всего походили на низкогорные гряды антиклинального строения. Одновременно с перечисленными поднятиями в Приташкентском районе зародились и стали развиваться долины — Сарыджилга, Келеская, Пскемская, Чаткальская и Ангренская. Они были более широкими, чем сейчас, и в генетическом отношении на фоне всхолмленной равнины представляли собой пологие синклинальные впадины. На западе и юго-западе они выходили на широкую низменную равнину, расположенную на территории современных восточных Кызылкумов. На протяжении всего описываемого отрезка времени, после окончательного отступления моря из Приташкентского района, накапливались аэроморфные, красноцветные, преимущественно мелкоземистые осадки аллювиально-пролювиального характера. Среди мелкоземистых осадков распространены и более грубые разновидности — песчаники и конгломераты. Накопление последних, видимо, связано с руслами водных потоков. Другая характерная черта континентальных осадков олигоцена — интенсивная известковистость и наличие среди них многочисленных карбонатных стяжений и даже прослоев мергелистых известняков желваковой текстуры. Аналогичные образования отмечены и в современных лессовидных породах, формирующихся в аридной климатической обстановке.

На западе Приташкентского района и Восточных Кызылкумов распространены фации низменной равнины, наклоненной от гор и примкнувшей к поднятиям современных хребтов (Нуратинского и Туркестанского). Осадки этой широкой полосы представлены также красными, мелкоземистыми породами, преимущественно хорошо отсортированными алевритовыми глинами, известковистыми, иногда огипсованными, с редкими прослоями песчаников. Загипсованность пород и даже небольшие прослои гипса наблюдаются в Среднесырдарьинской впадине. В этих местах уклон рельефа достигал минимума, был затруднен сток поверхностных и грунтовых вод, что и послужило в условиях засушливого климата причиной выпадения в осадок легко растворимых сульфатов.

На остальной территории описываемого района в раннем — среднем олигоцене располагалась окраинная часть регрессирующего мелководного морского бассейна. Повсеместно происходит накопление красноцветных глинисто-алевритовых пород с нормально-морским комплексом органических остатков.

В Кызылкумах в это время накапливались красные, лиловые, коричневато-бурые глины и алевриты нижнесарбатьерской подлиты, содержащие богатый комплекс фауны, свидетельствующий о близкой к нормальной солености. Среди них С. Х. Миркамалова отмечает *Siligua ustjurtensis* Iljina, *Cardium chikrizovi* Mirk., *Cyprina ustjurtensis* Iljina, *Pitar usbekistanensis* Mirk. и др. К югу и юго-востоку, в Каршинском районе и юго-западных отрогах Гиссарского хребта, среди глинисто-алевритовых образований значительное место занимают красные и розовые песчаники, чаще всего глинистые (Кермине, скв. 182; Тойчи, скв. 210), содержащие остатки двустворчатых моллюсков, в основном представителей родов *Cardita* и *Cardium* (скв. 182, Шамал-Кудук).

Поставщиками обломочного материала в этих районах являлись низкие горы Нуратау-Туркестанского поднятия и всхолмленные равнины, располагавшиеся на месте хр. Кугитангау и Гиссарского.

Таджикская и Ферганская депрессия в это время также были покрыты мелководным морским бассейном, в котором накапливались сумсарские слои.

В Фергане на границе ханабадского и сумсарского времени на большей части депрессии произошло значительное обмеление бассейна. Повсеместно стали встречаться мелководные осадки, представленные перемытыми устричниками, мергелями и алевролитами. В наиболее удаленных от берега участках Южной и Центральной Ферганы отмечен тонкий механический состав осадков, которые местами густо пронизаны норами роющих раков.

Обмеление, охватившее большую часть депрессии в начале сумсарского времени, было непродолжительным; и вскоре эта территория снова покрылась мелководным морским бассейном. На это указывает большое количество известково-глинистых осадков (горизонт «g»), окрашенных в пестрые тона и переполненных устричной и пелециподовой фауной.

По северо-восточным окраинам депрессии располагались низменные равнины, где накапливались в основном континентальные песчаники, алевролиты красно-бурых тонов, часто загипсованные. Временами, в моменты нисходящих движений из центральной части Ферганской и Таджикской депрессий, в пределы этой равнины проникали воды мелкого моря и откладывались мелкоземистые красноцветные осадки, содержащие комплекс морской фауны. Аналогичные осадки наблюдались и в Алайском проливе. Видимо, существовала прерывистая связь с Таджикским и Кашгарским бассейнами, так как *Gryphaea Severzowi Rom.*, развитая в основании сумсарских слоев Ферганы, известна также и в отложениях Таджикской депрессии и Кашгара (Вялов, 1947).

К концу сумсарского времени горные обрамления Ферганы испытывали поднятие. Размеры морских бассейнов уменьшались, поступление песчаного и алевроитового материала увеличивалось. Вместо тонких известково-глинистых осадков накапливались пески и алевролиты, иногда с галькой гравия (Варзык, Исфара — горизонт «г»). Наличие в осадках коллофанита и темноокрашенного глауконита указывает на неустойчивые геохимические условия, господствовавшие в мелководном бассейне (Габрильян, 1957).

На территории Алайского пролива, Таджикской депрессии и Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта море по сравнению с позднеэоценовым сильно обмелело и сократилось в размерах.

В начале олигоцена в этой части остаточного мелководного морского бассейна накапливались красноцветные глинисто-алевроитовые и песчаные осадки, содержащие комплекс нормально-морских моллюсков, имевший большое сходство с ферганским. Морской бассейн Таджикской депрессии и отрогов Гиссарского хребта существовал непродолжительное время, и, постепенно отступая на юг, к концу накопления сумсарских слоев сильно обмелел. В это время горные сооружения Нуратау-Туркестанского поднятия и Северо-Нуратинских гор начали расти, развилась речная сеть, с возвышенных участков суши произошел снос большого количества песчано-алевроитового материала и привнос континентальных вод. В результате в сильно обмелевшем к этому времени бассейне за счет поступления пресных вод резко понизилась соленость. Лишь наиболее удаленные от областей сноса участки южной части депрессии, куда, видимо, не доходили пресные воды, превратились в лагуны. Произошло накопление сильно огипсованных глинистых осадков, а временами и незначительных по мощности слоев гипса.

На большей части Каршинского района и в западных районах отрогов Гиссарского хребта олигоценовые осадки в настоящее время от-

существуют, так как они были уничтожены размывом, существовавшим на границе олигоцена и неогена. Учитывая общий план исторического развития палеогенового морского бассейна, можно предположить, что области седиментации, располагавшиеся в этих районах, не отличались от районов Юго-Западных отрогов Гиссара, современных Карнабских степей и Зирабулак-Зияэтдинских гор. Здесь, видимо, также сначала существовал морской мелководный бассейн, который в конце олигоцена заметно обмелел и за счет привноса пресных вод приобрел пониженную соленность. На опреснение бассейна этого времени указывает развитая в осадках олигоцена вблизи колодцев Чуйгаката фауна остракод и фораминифер.

В позднем олигоцене вся территория описываемого района испытала поднятие, море покинуло Ферганскую и Таджикскую депрессии, и установился континентальный режим. Территория стала представлять собой низменные равнины с речной сетью, многочисленными озерами и лагунами. С горных сооружений Чаткало-Кураминской складчатой области, Ферганского, Нуратинского, Туркестанского и Алайского хребтов, представлявших собой в это время низкие горы с относительно расчлененным рельефом, сносилась огромная масса обломочного материала. В Фергане и Таджикской депрессии стали накапливаться глинистые песчаники, алевролиты кирпично-красного и бурого цвета с косой слоистостью потокового типа и остатками пресноводных остракод (шурысайская, майлисайская и чильдаринская свиты). В Западной и Северо-Западной Фергане в конце олигоцена накапливались гипсы, чередующиеся с пластами кирпично-красных и зеленых глин (соленосная свита). Последняя некоторыми авторами сопоставляется с отложениями сумсарских слоев остальной территории Ферганы на том основании, что формирование мощной соленосной свиты естественнее всего представить в условиях лагуны, сообщавшейся с морем (Васильковский, Габрильян, 1957).

Районы, расположенные вблизи Центральных Кызылкумов, в конце олигоцена представляли собой низменные равнины, в которых формировалась верхнесарбатарская свита, состоящая из песков с единичными прослоями алевролитов, содержащих комплекс пресноводных остракод (*Zinnocythere*, *Eucypris*, *Huocypris* и др.). Обилие терригенного материала и наличие комплекса пресноводных остракод, по мнению М. Н. Грамма (1962), доказывает дельтовое происхождение этой части разреза. Наряду с дельтовыми образованиями в отложениях верхнесарбатарской свиты имеются прослои ракушняков, переполненных ядрами морских пелеципод, редко гастропод.

Таким образом, в конце олигоцена море отступило из районов Кызылкумов, накопились континентальные дельтовые образования. На фоне общего воздымания временами наступали кратковременные моменты, когда воды морского бассейна, располагавшегося в это время в более западных районах (Амударья), заходят на территорию Кызылкумов.

На границе олигоцена и неогена в исследуемом районе произошло резкое воздымание всей территории, море полностью отступило далеко на запад. Неогеновое время характеризуется полной перестройкой структурного плана территории, воздыманием горных хребтов, накоплением у их подножья мощных толщ континентальных молассовых образований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В расчленении палеогеновых отложений Восточного Узбекистана при построении палеогеографических карт неприменима ни одна из существующих местных схем, разработанных для Ферганы О. С. Вяловым, для Таджикской депрессии С. Н. Симаковым и К. В. Бабковым, так как руководящие органические остатки и литологические признаки, характерные для выделенных местных единиц, не прослеживаются по всей описываемой территории.

Для идентификации стратиграфических интервалов использована международная схема расчленения палеогена. В проведении границ руководствовались как комплексом выявленных различными исследователями органических остатков, так и общими геологическими и тектоническими предпосылками.

2. Отложения конца меловой эпохи, предшествовавшие палеоэоценовой трансгрессии, в отдельных районах описываемой территории размыты. В депрессиях же эти отложения являются не регрессивной, а трансгрессивной фацией. К последней следует отнести гипсы «Гознау» Ферганы, акджарские слои в Таджикской депрессии и их аналоги, представленные красноцветными и пестроцветными осадками (темирнинская свита в Приташкентском районе, «надрадиолитовый» горизонт в Фергане). Эти отложения датируются условно дат-монтом.

3. Областями седиментации на территории Восточного Узбекистана являлись не только морские бассейны, но и прибрежные равнины, которые обрамляли бассейны в эоцене. В олигоцене такими равнинами была занята вся территория Приташкентского района и Восточных Кызылкумов. Это выразилось в формировании грубозернистых типов пород со своеобразными текстурами и включениями.

4. В палеогене отложения мелкого моря являются преобладающими фациями. На территории Восточного Узбекистана они формировались в условиях мелководного шельфа в нижнем, частично в среднем и верхнем эоцене. Прибрежные разности мелководных морских осадков широко развиты в среднем эоцене.

5. Палеогеографическая обстановка характеризуется постепенным (от палеоэоцена и почти до конца эоцена) увеличением морских седиментационных бассейнов. В олигоцене, наоборот, разрастается суша за счет положительных движений, обусловивших регрессию палеогенового моря на восток.

6. Характер колебательных тектонических движений в начале палеоэоцена был унаследован от меловой эпохи. В дальнейшем движения дифференцировались, что привело к неоднократному перераспределению областей погружений и поднятий. На средний эоцен приходится этап повсеместного, хотя и незначительного, воздымания территорий. Это выразилось в широком развитии терригенных и карбонатных фаций, а местами (Восточная Фергана, Алайский «пролив» и центральная часть Таджикской депрессии) даже лагунных осадков.

7. С осадочными отложениями палеогеновой системы в пределах Восточного Узбекистана и сопредельных территорий связан целый ряд полезных ископаемых осадочного происхождения. Среди них следует отметить нефть, природный горючий газ, горючие сланцы, фосфориты, глины адсорбционные, бентонитовые, керамические, опоковидные, пески стекольные, формовочные, глауконитовые, озокерит, серу, минеральные краски, доломиты, а из строительных материалов — известняки и мергели для производства цемента. Кроме того, имеются рудопроявления меди, железа, марганца и целестина. Особенно следует

отметить повышенное содержание редких и рассеянных элементов — молибдена, ванадия и трехоксида вольфрама, связанных с горючими сланцами нижнего эоцена.

К осадкам дат-нижнего палеоцена приурочена наибольшая концентрация сульфатных (гипсы и ангидриты) и магниевых солей (доломиты и доломитизированные известняки), а также разности известняков. Кроме того, с этим же возрастным интервалом для района Шорсу (Фергана) связаны небольшие по масштабам концентрации целестина, самородной серы, трепеловидных пород и озокерита. Для нижнего эоцена характерна приуроченность горючих сланцев, имеющих повышенные содержания ванадия, молибдена, вольфрама, а также кварцевых песков (сулютинские в Южной Фергане), глауконитовых песчаников (бассейне Аксаката) и опоковидных глин.

Средний эоцен характеризуется широким развитием песков и фосфоритов. По-видимому, к этому же возрастному интервалу относится Мазарское рудопроявление сингенетических руд марганца (горы Сатартау, Фергана).

В отложениях верхнего эоцена, кроме бентонитовых глин, присутствуют рудопроявления меди, озокерита, трепела и опоки.

Наконец, с толщей олигоцена связано появление в разрезе натриевых (в горах Акбель-Акчоп) солей, а также гипсов. Кажущаяся закономерность нарушается появлением фосфоритов в основании палеоцена и нижнем эоцене, кварцевых песков в верхней части палеоцена и верхнем эоцене (риштанский ярус), гипсов в палеоцене и олигоцене. Следовательно, кроме возрастной приуроченности, распределение полезных ископаемых в разрезе палеогена обуславливается и другими причинами. Главной в них следует считать условия осадконакопления, отраженные в фациях. Именно неоднократное появление в разрезе палеогена сходных фациальных обстановок и привело к широкому вертикальному диапазону распределения некоторых полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

- Акрамходжаев А. М., Федоров Ю. Л. [и др.]. Геология, некоторые вопросы нефтегазоносности Каракалпакии и стратиграфия, «Известия АН УзССР», 1962.
- Алексеева Л. В. и Радионова М. К. Фораминиферы нижнего мела и палеогена Западной Туркмении, М., 1963.
- Архангельский А. Д. Из геологических наблюдений в пустыне Кызылкум, Изд. Докуч. почв. ком., 1915, № 3.
- Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения Туркестана, Труды геол. ком., новая серия, вып. 151, М., 1916.
- Балахматова В. Т. Фораминиферы и стратиграфия палеогена Кызылкумов, Труды ВСЕГЕИ, Л., Гостехиздат, 1952.
- Балахматова В. Т. Новые данные о фауне палеогена Ферганы, Труды ВНИГРИ, новая серия, вып. 73, Л.—М., Гостехиздат, 1953.
- Бархатов Б. П. Тектоника Памира, Изд. ЛГУ, 1963.
- Баскаков М. П. Возрастное скольжение фосфоритных фаций в мезозое и кайнозое Западного Узбекистана, Отд. Всес. мин. общ., вып. 10, М., 1956.
- Безобразова Н. Ф. К стратиграфии левобережья р. Чирчик, «Вестник ирригации», Ташкент, 1927, № 11.
- Безобразова Н. Ф. К стратиграфии северо-восточной части Ферганской котловины, Тр. Среднеаз. гос. университета, серия VII—А, Ташкент, 1929.
- Безобразова Н. Ф. К палеогеновым отложениям Средней Азии, Бюлл. Среднеаз. геол.-разв. управления, № 3, Ташкент, 1930.
- Беленький Г. А. Геологическое строение Приташкентских чулей, Ташкент, Изд. ТашГУ, 1961.
- Беленький Г. А., Миркамалова С. Х. Палеогеография мела и палеогена Приташкентской депрессии, Л., Изд-во «Недра», 1965.
- Бельская Т. Н. К палеогеографии Ферганской депрессии в конце палеогена, «Изв. АН СССР», серия геолог., М., 1967, № 6.

- Буданова К. Т. К геологии палеогеновых континентальных отложений Юго-Западного Памира, Материалы по геол. Памира, вып. 11, Душанбе, 1964.
- Бутов П. И., Машковцев С. Ф., Николаев В. А. Материалы по гидрогеологии Зеравшанского района, «Вестник ирригации», Ташкент, 1925, № 10.
- Быкова Н. К. Фораминиферы верхнемеловых и палеогеновых отложений Ферганской долины, Тр. НГРИ, сер. А, вып. 121, Л.—М., 1939.
- Быкова Н. К. Материалы палеоэкологии сузакских фораминифер Ферганы, Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 73, 1953.
- Быкова Н. К. Фораминиферы сузакского яруса Таджикской депрессии, Микрофауна СССР, Тр. ВНИГРИ, сб. XI, нов. сер., вып. 69, 1953.
- Варенцев А. Мануйленко О. М. Пелециподы сузакского яруса палеогена Ферганы и Таджикской депрессии, Тр. ВНИГРИ, вып. 73, Л.—М., 1953.
- Василенко В. П. Ископаемые фораминиферы СССР. Аномалииды, Тр. ВНИГРИ, Л., Гостоптехиздат, 1954.
- Верхов И. В., Гарьковец В. Г. [и др.]. Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов, Ташкент, 1963.
- Волошинова Н. А., Дайн А. Г. Нониониды, кассидулииды и хилостомеллиды, М., Гостоптехиздат, 1952.
- Вялов О. С. Схема деления третичных отложений Ферганы, Л., «ДАН СССР», 1935.
- Вялов О. С. Бухарский ярус, Тр. НГРИ, сер. А, вып. 71, Л., 1936.
- Вялов О. С. К вопросу о распространении третичных устриц Средней Азии, Материалы ТПЭ, вып. XIV, Л., 1936.
- Вялов О. С. Мел и палеоген Ферганы, Материалы ТПЭ, вып. 47, Л., 1936.
- Вялов О. С. К вопросу о нижнем палеогене Средней Азии, «Проблемы сов. геологии», Л.—М., 1936, № 7.
- Вялов О. С. О классификации устриц, «ДАН СССР», т. 4 (13), М.—Л., 1936, № 1 (105).
- Вялов О. С. Руководящие устрицы палеогена Ферганы, Изд. Комитета наук УзССР, Ташкент, 1937.
- Вялов О. С. Заметка о палеогене Таджикской депрессии, М., «ДАН СССР», т. XVII, 1937, № 3.
- Вялов О. С. Стратиграфия палеогена Таджикской депрессии, Тр. НИГРИ, сер. А, вып. 129, М.—Л., 1939.
- Вялов О. С. Граница мела и палеогена в Фергане, М., «ДАН СССР», т. 42, 1944, № 2.
- Вялов О. С. Опыт комплексного изучения третичных отложений Средней Азии, Тр. Первой Среднеаз. нефт. конф. АН УзССР, Ташкент, 1945.
- Вялов О. С. Некоторые вопросы нефтеносности Бухарской депрессии, М., «Изв. АН СССР», сер. геол., 1945, № 5.
- Вялов О. С. О распространении алайского яруса, «Изв. Туркмен. фил. АН СССР», т. 42, Ашхабад, 1946, № 2.
- Вялов О. С. Сопоставление разрезов палеогена Туркмении с Кавказом и Средней Азией, М., «Изв. АН СССР», сер. геол., 1947, № 3.
- Вялов О. С., Габрильян А. М., Зубов И. П., Клейнберг В. Г., Мейер Г. Я. и Хуторова А. М. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности районов Средней Азии, М., Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 24, 1947.
- Вялов О. С. Третичные отложения Ферганы, Геология СССР, т. XXV (Киргизская ССР), М., Госгеолгиздат, 1954.
- Вялов О. С. О сопоставлении палеогена Средней Азии, Кавказа и Крыма, «ДАН СССР», т. 110, вып. 4, М., 1956.
- Габрильян А. М. Палеогеография мезокайнозоя Ферганской депрессии, Тр. Института геологии АН УзССР, Ташкент, 1948, № 1.
- Габрильян А. М. О характере тектонических движений на границе мела и палеогена в Сев. Фергане, Ташкент, «ДАН УзССР», 1950, № 7.
- Габрильян А. М. Схема ритмостратиграфии верхнемеловых и палеогеновых отложений Ферганской депрессии, Тр. Института геологии АН УзССР, вып. 6, Ташкент, 1951.
- Габрильян А. М. Химические и карбонатные фации верхнего мела и палеогена Ферганской, Приташкентской и Южнотаджикской депрессий, Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 1, 1952.
- Габрильян А. М. Литология, палеогеография и вопросы нефтегазоносности верхнемеловых и палеогеновых отложений Ферганской депрессии, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1957.
- Геккер Р. Ф., Осипова А. И., Бельская Т. Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Геккер Р. Ф. О некоторых результатах комплексного и литологического изучения палеогеновых отложений Ферганской впадины, Тр. Всес. научно-иссл. геол. нефтяного института, М., 1964.

- Гойжевский А. А. Геологическое развитие Западного Узбекистана в бухарском веке, Тр. Института геологии АН УзССР, вып. 4, Ташкент, 1949.
- Гориздро-Кульчицкая З. Ф. Материалы к изучению фауны третичных отложений Туркестана, Петербургск. общ. естествоиспыт., т. XXVII, вып. 5, СПб, 1915.
- Гориздро-Кульчицкая З. Ф. Материалы к гидрогеологии бассейнов рек Чирчик, Ангрен, Келес (гидрогеологич. очерк нижней части Чирчик-Келесского водораздела), «Вестник ирригации», Ташкент, 1925, № 12.
- Грамм М. Н. Остракоды из красноцветной толщи мела Юго-Востока Ферганы, Ташкент, «ДАН УзССР», 1949, № 10.
- Грамм М. Н. О сумсарских отложениях в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта, «ДАН УзССР», Ташкент, 1953, № 6.
- Грамм М. Н. Стратиграфия кайнозойских моласс Ферганы и сопоставление их с третичными континентальными отложениями некоторых соседних областей, Автореферат доктор. диссертации, М., 1962.
- Гусев Н. П. Геологическое строение Юго-Восточных склонов хр. Байсунтау и Сурхантау, Тр. НИГРИ, сер. А, вып. 94, Л.—М., 1937.
- Дикенштейн Г. Х. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности запада Средней Азии, В кн. «Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии», М., 1960.
- Дикенштейн Г. Х. Основные результаты комплексных региональных работ по Средней Азии и Юго-Восточному Казахстану, «Советская геология», 1963, № 2.
- Иванов Е. В. Ташкент-Угам-Чирчик, Путевые заметки III Всес. съезда геологов в Ташкенте, «Вестник ирригации», Ташкент, 1928.
- Ильяшенко В. Я. Некоторые данные по фосфоритам Узбекистана, Тр. Главгеологии УзССР, Ташкент, 1959.
- Захаров А. С. Изменение геотектонического режима Таджикской депрессии перед палеогеном, Изд. отд. естеств. наук АН Таджикской ССР, № 3, Сталинабад, 1953.
- Зеленова О. И. Литология, фации и геохимические особенности отложений алайского яруса Таджикской депрессии, Изд. АН СССР, вып. 53, М., 1961.
- Казакова В. Фосфатные фации, Труды ГОНТИ, вып. 145, Л.—М., 1939.
- Калицкий К. П. Майлисай, «Известия геол. комитета», XXII, СПб, 1913, № 3.
- Калицкий К. П. Нефтяные месторождения Ферганы, «Известия геол. комитета», Петербург, 1914, № 256.
- Карлов Н. Н. О границе между палеогеновой и неогеновой системами и возрасте хатского и аквитанского ярусов, «Советская геология», М., Изд-во «Недра», 1965, № 5.
- Каханова Л. П. Новые данные о строении алайской свиты в Таджикской депрессии и Гиссаро-Зарафшанской горной области, «Вестник Ленинградского университета», сер. геол. и географ., вып. 1, Л., 1957, № 6.
- Каханова Л. П. Стратиграфия и двусторчатые моллюски алайской свиты Таджикской депрессии и сопредельных с ней районов, Автореферат канд. дисс., Л., 1959.
- Каханова Л. П., Соболева Р. П. О первой находке позднепалеоценовой нормально-морской фауны моллюсков в Юго-Западных Кызылкумах, ДАН СССР, вып. 147, 1962, № 1.
- Келлер Б. И. Стратиграфические подразделения, «Известия АН СССР», сер. геол. М., 1950, № 6.
- Коробков И. А. Справочник и методическое руководство по третичным моллюскам, Гостоптехиздат, т. I, II, М., 1954, 1955.
- Кудрявцев Н. А. Геологические исследования в районе Шураассанского нефтяного месторождения, Труды НГРИ, сер. А, вып. 121, Л., 1932.
- Кушнаръ С. А. К геологии Северо-Западных Кызылкумов, Ученые записки географ. ф-та Ленинградского пединститута, т. III, вып. I, М., 1940.
- Ливеровская Е. В. Материалы к восстановлению условий осадконакопления в палеогене Ферганы по фауне моллюсков, Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 66, Л., 1953.
- Макарова Р. К. [и др.]. О сопоставлении морских палеогеновых отложений Тургая, Приаралья и Средней Азии, Тр. ВСФГЕИ, вып. 102, Л., 1964.
- Макарова Р. К., Цацир Э. Ф. Стратиграфия Южного Приаралья и Кызылкумов, Ин-т геологии и геофизики АН УзССР, вып. 3, Ташкент, 1964.
- Мандельштам М. И. Остракоды из отложений палеогена Средней Азии, Тр. ВНИГРИ, вып. 139, «Микрофауна СССР», сб. X, М., 1959.
- Мандельштам М. И., Шнейдер Г. Ф. [и др.]. Новые роды остракод в семействах Sурgidae и Cytheridae, «Ежегодник Всес. палеонтолог. общ-ва», т. XVI, М., Госгеолтехиздат, 1957.

- Мандельштам М. И., Шнейдер Г. Ф. Новые роды и виды остракод, Тр. ВНИГРИ, вып. 115, «Микрофауна СССР», сб. IX, Л., 1958.
- Минакова Н. Е. К стратиграфии меловых и третичных отложений чучей, Ташкент, 1941.
- Минакова Н. Е. Стратиграфия палеогеновых отложений Ферганы и Приташкентского района по фауне фораминифер, Тр. Ин-та геологии АН УзССР, вып. II, Ташкент, 1948.
- Минакова Н. Е. К стратиграфии палеогеновых отложений Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта, ДАН УзССР, 1948, № 9.
- Минакова Н. Е. Новые данные о микрофауне и условиях образования отложений сумсарского яруса Юго-Западной Ферганы, «Известия АН УзССР», вып. 6, Ташкент, 1952.
- Минакова Н. Е., Сотириади К. А. О распространении отложений верхне-ферганского подотдела в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1955.
- Миркамалова С. Х., Беленький Г. А. К стратиграфии третичных отложений бассейна р. Гузардаря, Тр. САГУ, вып. II, Ташкент, 1954.
- Миркамалова С. Х. Палеогеновые отложения Тамдытау, Тр. САГУ, вып. XXII, Ташкент, 1956.
- Миркамалова С. Х. Стратиграфия и фауна моллюсков палеогеновых отложений Приташкентского района и Кызылкумов, М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Миринова Л. В. Некоторые спорные вопросы стратиграфии низов палеогена Средней Азии, «Вестник ЛГУ», 1953, № 10.
- Миринова Л. В. Возраст отложений бухарского яруса и схема палеогеографии Средней Азии в бухарском веке, «Вестник ЛГУ», Л., 1954, № 1.
- Миринова Л. В. Бухарская свита палеогена Средней Азии, Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 38, Л., 1960.
- Мушкетов И. В. Туркестан, т. I, СПб, 1886.
- Мятлюк Е. В. Ископаемые фораминиферы СССР, Спирилиныды, роталиныды, эпистоминиды и астеригериниды, Л., Гостоптехиздат, 1953.
- Надыршин Р. И. К стратиграфии олигоцена предгорий Юго-Западных отрогов Гиссара и прилегающих равнин, Институт геологии АН УзССР, Научные труды, вып. 3, Ташкент, 1964.
- Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана, Ташкент, 1926.
- Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии в кайнозойскую эру, «Известия геол. ком.», т. 47, Л., 1928, № 2.
- Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии в палеозое, Изд. Среднеазиат. отд. геол. ком., Ашхабад, 1930.
- Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии, Изд. АН СССР, Научные итоги ПТЭ, М., 1936.
- Наливкин Д. В. Учение о фракциях, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Новиков А. Г., Синицин Ф. Е., Загоруйко В. А. Геологическое строение, перспективы нефтегазоносности и направление геологических исследований в Кызылкумской впадине, «Изв. АН КазССР», сер. геол., вып. 5/50, Алма-Ата, 1962.
- Овечкин А. Н. О стратиграфическом значении фауны капланбекского комплекса палеогена Средней Азии, ДАН СССР, 1956, № 3.
- Осипова А. И., Ливеровская Е. В. К характеристике Таджикского палеогенового моря и его фауны в сузакский и алайский века, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1956, № 12.
- Основы палеонтологии. Справочник для палеонтологов и геологов СССР. Членистоногие, трилобитообразные, ракообразные, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Петрушевский Б. А., Зайцев Н. С. Палеогеновые отложения южного склона Гиссарского хребта, Материалы ПТЭ, вып. 5, Изд. АН СССР, М., 1936.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа Тянь-Шаня, М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня, Изд. ком. наук УзССР, Ташкент, 1938.
- Пяновская И. А. К истории геологического развития Кызылкумов в меловом и палеогеновом периодах, Труды Узглавгеологии, сб. 2, Ташкент, 1962.
- Розьева Т. Р. Остракоды из отложений палеогена Туркмении, Ашхабад, 1962.
- Романовский Г. Д. Материалы для геологии Туркестанского края, вып. I, Геологический и палеонтологический обзор Северо-Западного Тянь-Шаня и юго-восточной части Туранской низменности, СПб, 1878.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии, М., Гостоптехиздат, 1962.
- Рухин Л. Б. Основы литологии, М., Гостоптехиздат, 1961.
- Салибаев Г. Х. Стратиграфия верхних горизонтов палеогена Ферганы, Таджикской депрессии и Гиссарского хребта на основании изучения комплексов видов моллюсков, Автореф. канд. дисс., М., 1966.

- Сапожников Д. Г. К теории прогноза осадочных рудных месторождений. Институт геол. рудных месторождений АН СССР (петрография, минералогия и геохимия), М., 1961.
- Симаков С. Н. Заметка об устричной толще Ферганы, ДАН СССР, т. XX, 1950, № 3.
- Симаков С. Н. К стратиграфии палеогена Ферганы и Таджикской депрессии, ДАН СССР, т. LXXXII, 1952, № 1.
- Симаков С. Н., Клейнберг В. Г., Воробьев А. А. Геологическое строение и нефтеносность Ферганы, Труды ВНИГРИ, вып. 10, М., 1957.
- Синицин В. М. Палеогеография Азии, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Слодкевич В. С. Некоторые новые малоизученные Corbulidae «из эоценовых отложений Туркестана», «Известия геол. ком.», т. 58, Л., 1929, № 3.
- Смирнов А. И. [и др.]. Предварительные результаты изучения системы $\text{CaO}-\text{P}_2\text{O}_5-\text{H}_2\text{O}$ в условиях, приближающихся к природным, Тр. ГИХСа, вып. 4, М., 1958.
- Соколов Д. В. К вопросу о ферганском ярусе, БМОИП, нов. сер., т. 23, М., 1909.
- Соколов Д. В. Об отношениях между ферганским ярусом и верхним мелом в Фергане, Ежегодник по геологии и минералогии России, т. XIV, вып. 4—5, СПб, 1912.
- Солун В. П. Морские палеогеновые отложения Юго-Восточной Туркмении, ДАН СССР, т. 121, 1958, № 4.
- Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов, Тр. ин-та геолог. наук, вып. 124, геол. серия (№ 45), Изд. АН СССР, М., 1951.
- Страхов Н. М. Климат и фосфатонакопление, «Геология рудных месторождений», М., 1960, № 1.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I, II, III, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Субботина Н. Н. Глобигериниды, ханткениды и глобороталиды, В сб. «Ископаемые фораминиферы СССР», Тр. ВНИГРИ, вып. 76, М., Гостоптехиздат, 1953.
- Таль-Вирский Б. Б. Некоторые закономерности тектонического развития эпиплатформенной орогенической области Западного Тянь-Шаня (по результатам геофизических исслед.), Матер. II всес. тектонич. совещания в Душанбе, Л., Изд-во «Недра», 1964.
- Туаев Н. П. Геологическое строение юго-восточных склонов хр. Байсунтау и Сурхантау, Тр. НГРИ, сер. А, вып. 94, М., 1937.
- Федорова З. А. Литология известняков бухарского яруса и разработка месторождений нефти в Сурхандарьинской депрессии, Тр. Первой Среднеаз. нефт. конференции, М., 1941.
- Цацир Э. Ф. К палеогеографии раннего эоцена на территории Кызылжумов и Южного Приаралья, Тр. Главгеологии УзССР, сб. 2, Геология, М., 1962.
- Чекунов В. С. Марганцевые оолиты в палеогеновых отложениях гор. Сатартау, «Узб. геол. ж.», 1962.
- Чепов Ю. П. Палеоценовые отложения Бадхыза и отрогов Паропамиса, «Вестник МГУ», Геология, М., 1964, № 2.
- Чернышев Ф. Н., Бронников М. М., Вебер В. Н., Фасс А. В. Андижанское землетрясение 3—16 декабря 1902 г., Тр. геол. комитета, нов. серия, вып. 54, СПб, 1910.
- Швемберг Н. А. Геологические исследования в Ширабадском районе, Тр. НГРИ, сер. Б., вып. 46, М.—Л., 1937.
- Шведов М. С. Геологическое строение хребтов, прилегающих к Гиссарской долине между Каратагом и Душанбе, Бюлл. МОИП, вып. 3—4, М., 1937.
- Шуцкая Е. К. [и др.]. Стратиграфическая схема датского яруса, палеогена и нижнего миоцена западной части Средней Азии, «Геология нефти и газа», М., 1963, № 12.
- Юшин В. И., Бабков К. В., Коробка В. С., Мамонтов А. Н. Сары-Хасор, Стратиграфия, литология, фации и нефтегазоносность Таджикской депрессии, Душанбе, 1962.
- Яковлева Н. А. К вопросу о генезисе серного месторождения Шорсу, «Узб. геол. ж.», 1962, № 10.