







МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР С С С Р

ГЕОЛОГИЯ СССР



*Главный редактор
П. Я. Антропов*

•

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА ~ 1957

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

ГЕОЛОГИЯ СССР



ТОМ XII

ТУРКМЕНСКАЯ ССР

ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ

Редактор *Н. П. Луппов*
Соредакторы: *М. П. Сукачева* и *Л. В. Неронова*

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА - 1957

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
«ГЕОЛОГИЯ СССР»**

АЛАДИНСКИЙ П. Н.

АМИРАСЛАНОВ А. А.

АНТРОПОВ П. Я.
(главный редактор)

АССОВСКИЙ А. Н.

БАШАРКЕВИЧ Л. Д.

БЕЛОУСОВ В. В.
(зам. главного редактора)

БЕЛЯВСКИЙ Н. А.

БЕТЕХТИН А. Г.

БОГДАНОВ А. А.

БОРОВИКОВ Л. И.

БУРДЮГОВ И. С.

ВАРЕНЦОВ М. И.

ГОЛУБЯТНИКОВ В. Д.

КОГАН И. Д.

КРАСНИКОВ В. И.
(зам. главного редактора)

ЛИБРОВИЧ Л. С.

МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.
(зам. главного редактора)

МАРКОВСКИЙ А. П.

МИРЧИНК М. Ф.

НАЛИВКИН Д. В.

НИКОЛАЕВ В. А.

ПАФФЕНГОЛЬЦ К. Н.

САТПАЕВ К. И.

СЕМЕНЕНКО Н. П.

СЕРПУХОВ В. И.

СМИРНОВ В. И.

ТАТАРИНОВ П. М.
(зам. главного редактора)

ЦАРЕГРАДСКИЙ В. А.

ШАБАРОВ Н. В.

ШАТАЛОВ Е. Т.

ШАТСКИЙ Н. С.

ЩЕРБАКОВ Д. И.

ЩЕРБАКОВ С. А.

ЯНШИН А. Л.



ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ



ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий XXII том «Геологии СССР» включает в себе описание геологического строения и минеральных ресурсов Туркменской ССР и подытоживает результаты многочисленных и разнообразных исследований, производившихся на территории Туркменской ССР. В основном том составлен по материалам, собранным после установления в республике советской власти, когда только и началось планомерное и всестороннее изучение геологического строения и минеральных богатств республики.

Сводное описание геологического строения Туркменской ССР по существу производится впервые. Единственная сводка, опубликованная в 1929 г. в изданиях Академии наук СССР (Никшич, Данов и Васильевский, 1929), отражает лишь самые первые шаги геологических исследований советского периода; она имеет лишь исторический интерес.

Накопившийся к настоящему времени материал опубликован лишь в сравнительно небольшой степени. Значительная часть накопившегося материала до сих пор не публиковалась и содержится в виде отчетов и других материалов в фондах различных центральных и местных организаций и научно-исследовательских институтов.

При составлении тома использованы по возможности все главнейшие материалы последних исследований по 1953 г. включительно.

Подобно большинству томов серии «Геология СССР» данный том разделен на две части. В предлагаемой вниманию читателей первой части тома описывается геологическое строение Туркмении. Общий план книги, объем и содержание составляющих ее глав определяются, с одной стороны, общим планом всего издания, с другой, — специфическими особенностями рассматриваемой территории.

Во введении даны краткие общие географические сведения о Туркменской ССР.

В первой главе — «История геологического изучения территории» — дается обзор не только геологических, но частично и общегеографических исследований. Это вызвано тем, что для данной территории с ее обширными песчаными пустынями исследования общегеографического характера в значительной степени способствовали выяснению геологического строения страны, в особенности на первых этапах ее изучения.

Вторая глава — «Физико-географическое описание» — содержит более подробную, чем в большинстве других томов, характеристику климатических особенностей, почв и растительности описываемой территории. Это также вызвано спецификой Туркмении, в которой, вследствие пустынности территории, климатические факторы и распределение на площади и характер почвенно-растительного покрова оказывают очень большое влияние на геоморфологию страны и на современные геологические процессы.

Небольшая по объему следующая глава заключает в себе самые общие сведения об основных чертах геологического строения территории республики в целом и краткую характеристику выделяемых на ее площади геолого-геоморфологических районов.

Наиболее крупная по объему глава «Стратиграфия» содержит в основном описание мезозойских и кайнозойских осадочных толщ, начиная с юрских и кончая современными, которые в совокупности слагают свыше 99% площади республики. Для этих отложений не только дано описание стратиграфии осадочных комплексов с характеристикой их литологических особенностей и состава заключенных в них комплексов ископаемой фауны, но по мере возможности освещена и палеогеографическая обстановка соответствующих отрезков геологического времени. Более древним образованиям, которые выходят на поверхность лишь в немногих местах на весьма небольшой площади и еще слабо изучены, естественно, уделено значительно меньше места. Сведения о них в основном ограничиваются приведением данных об их распространении, описанием характеристики литологических особенностей составляющих их пород и, в тех случаях, когда имеются данные, также палеонтологического обоснования их возраста.

Сравнительно небольшой по объему является следующая глава, содержащая характеристику пород магматического происхождения, которые на территории Туркмении обнажаются лишь в немногих пунктах. Однако полученные к настоящему времени данные об этих породах показывают большую сложность магматического комплекса, чем это представлялось еще недавно. Поэтому данная глава содержит значительно более полные сведения о породах магматического происхождения, чем те, какие до последнего времени можно было найти в литературе.

Шестая глава — «Тектоника» — занимает второе место по своему объему. В этой главе наибольшее внимание уделено горным областям, сложенным интенсивно дислоцированными отложениями, тектоника которых более изучена. В несколько меньшей степени освещена тектоника тех участков равнинных областей, где имеются выходы на поверхность дислоцированных отложений. Для тектонической характеристики равнинных пространств, структура которых скрыта от непосредственного наблюдения под толщей недислоцированных отложений, используются главным образом материалы геофизических исследований, а также имеющиеся весьма немногочисленные материалы глубокого бурения и геоморфологические данные. Следует отметить, что для некоторых районов накоплен уже большой материал геофизических исследований, позволяющий сделать достаточно обоснованные выводы об их тектонике, что и отражено в соответствующих разделах этой главы. В конце главы дана характеристика сейсмичности территории, которая, как известно, входит в зону распространения разрушительных землетрясений.

Глава «Геоморфология» начинается общей характеристикой процессов формирования рельефа. Включение этого раздела вызвано тем, что на описываемой территории с ее обширными пустынными пространствами эти процессы происходят иначе, чем на большей части площади СССР. Значительная часть этой главы содержит порайонную геоморфологическую характеристику равнинных областей, основные черты геоморфологии которых выясняются уже с достаточной определенностью. Горные области освещены в геоморфологическом отношении значительно менее полно, так как изученность их в этом отношении еще весьма недостаточна.

В последней главе дан очерк истории геологического развития территории Туркмении. Этот очерк составлен на основе материалов, изложенных в предыдущих главах. Он подводит итоги нашим знаниям по геологии страны.

Работа по подготовке тома была начата в 1945 г.; к началу 1948 г. он был закончен. Геологическая карта, подготовленная для тома, была опубликована в 1948 г. В течение 1951—1953 гг. том подвергся переработке; значительная часть статей была написана заново, в другие внесены существенные исправления и дополнения, отражающие достижения последних лет. Большие дополнения и исправления внесены также в новое издание геологической карты Туркменской ССР.

Геологическая карта в первоначальном издании составлялась Г. И. Каляевым при участии и под редакцией Н. П. Луппова, во втором издании — Л. В. Нероновой и Н. П. Лупповым при участии М. К. Граве, К. Е. Дунаевой-Мирович, В. Н. Кунина, В. С. Курбатова, А. И. Смолко, М. П. Сукачевой, П. В. Федорова, П. П. Чуенко и А. А. Ямнова. При составлении карты использованы также материалы следующих исследователей: В. В. Александрова, М. И. Александровой, А. А. Али-Заде, Н. П. Васильковского, В. В. Воинова, А. В. Данова, М. Ф. Двали, В. Т. Иванова, П. И. Калугина, Г. И. Каляева, А. С. Кесь, В. П. Колесникова, Л. П. Копаевича, Г. Я. Крымгольца, Г. А. Лебедева, Н. П. Луппова, В. Ф. Людвига, К. Машрыкова, В. П. Мирошниченко, А. И. Морозова, Л. В. Нероновой, Л. А. Никитюк, В. Н. Огнева, В. П. Петрова, Н. П. Петрова, В. Б. Порфирьева, В. В. Прусова, Е. А. Репман, В. А. Сергеева, М. И. Соколова, Б. З. Урецкого, Б. А. Федоровича, Е. А. Худобиной, П. В. Шишкина, В. В. Шумова, М. А. Шуршалиной, А. Г. Эберзина, М. Э. Эсенова и др.

В составлении первой части тома принимали участие около 30 авторов. Естественно, при таком большом коллективе и при неразрешенности многих важных геологических вопросов имеются большие разногласия между точками зрения различных авторов. Стремясь к тому, чтобы том заключал в себе цельную картину геологического строения описываемой территории, редакция, однако, не считала возможным сглаживать эти разногласия, поскольку истина во многих случаях еще далеко не выяснена. Возможность различных трактовок того или иного вопроса отражена в редакторских примечаниях, а в единичных случаях помещены параллельные статьи разных авторов.

Как можно видеть из текста тома, многие важные вопросы геологического строения Туркменской ССР еще далеки от своего разрешения. Так, почти совершенно неизвестно, что представляла собой территория Туркменской ССР в палеозойское время и какова роль палеозойских тектонических движений в истории ее развития; только начинает выясняться местами глубинная структура Каракумов, большая часть которых в тектоническом отношении еще не разгадана; не разрешен вопрос о тектонической связи Копет-Дага с прилежащими к нему областями; не выяснен возраст большей части изверженных пород западных районов страны; слабо изучена стратиграфия юрских и палеогеновых отложений, а также третичных континентальных толщ; не разрешены многие вопросы стратиграфии четвертичных отложений; слабо изучена геоморфология горных областей и т. д. Разрешение этих и ряда других вопросов — дело будущих исследований.

Настоящий том, подводящий итоги за большой период геологического изучения страны, имеет целью ознакомить широкие круги геологов

с основными чертами геологического строения территории Туркменской ССР. Как и во всякой крупной работе сводного характера, в данной книге неизбежны пробелы и недочеты. Продолжающиеся в возрастающих темпах геологические исследования и поисково-разведочные работы на полезные ископаемые непрерывно пополняются новым фактическим материалом. В результате излагаемые здесь сведения уже ко времени опубликования книги неизбежно окажутся неполными, а частично, возможно, и устаревшими. Однако, несмотря на это, книга будет сохранять свое значение как сводка, соответствующая определенному моменту в истории исследований данной страны. Она должна способствовать развитию дальнейших геологических исследований, а также выявлению и освоению минеральных богатств республики.

ВВЕДЕНИЕ

Туркменская ССР является самой западной из республик Средней Азии. Она занимает южную половину так называемого Закаспийского края, т. е. территории, расположенной между Каспийским морем на западе и Аральским морем и р. Аму-Дарьей на востоке. Относительно незначительный участок республики на ее восточной окраине лежит за пределами Закаспийского края, на правом берегу Аму-Дарьи.

Территория Туркменской ССР расположена между параллелями $35^{\circ}08'$ и $42^{\circ}42'$ с. ш. и между меридианами $52^{\circ}26'$ и $66^{\circ}43'$ в. д. Самая южная точка Туркмении — урочище Чильдухтар близ Кушки — является одновременно самой южной точкой Советского Союза. Наибольшее протяжение республики с северо-запада на юго-восток составляет 1300 км, с юго-запада на северо-восток 750 км. Общая площадь республики 484,7 тыс. км². По своим размерам Туркменская ССР превосходит другие республики Средней Азии и занимает четвертое место в Советском Союзе, уступая только РСФСР, Казахстану и Украине. Вся территория республики располагается на площади, охваченной следующими листами топографической карты масштаба 1 : 1 000 000: К—39, К—40, К—41, J—39, J—40, J—41, J—42, I—41.

На западе территория Туркменской ССР омывается Каспийским морем, со стороны которого в нее глубоко вдается почти полностью изолированный от моря залив Кара-Богаз-Гол. На севере она граничит с Казахской ССР и Кара-Калпакской АССР (входящей в состав Узбекской ССР), на востоке — с Узбекской ССР. Южной границей Туркменской ССР является государственная граница СССР с Ираном и Афганистаном.

Северная граница Туркмении, огибая с севера залив Кара-Богаз-Гол, идет по пустынным равнинам Южного Мангышлака и Устюрта, пересекает северную часть Сарыкамышской впадины и затем идет по чинку Устюрта до его поворота на север к Аральскому морю. Отсюда граница республики заворачивает в юго-восточном направлении и проходит сначала по левобережью Аму-Дарьи, извиваясь в пределах Хорезмского оазиса, затем следует по Аму-Дарье, а начиная от урочища Кабаклы, переходит на правобережье реки и идет почти прямолинейно до хр. Кугитангтау, откуда она круто поворачивает на юг по его водоразделу. Южная граница республики в восточной части идет на небольшом протяжении по Аму-Дарье, затем пересекает юго-восточную оконечность Каракумской пустыни и по предгорьям хр. Паропамиз доходит до р. Теджен. Пройдя на некотором протяжении в меридиональном направлении по этой реке, граница поворачивает на запад к Колет-Дагу и тянется по указанной горной системе до ее западного окончания, откуда она по р. Атрек доходит до Каспийского моря.

В административном отношении Туркменская ССР подразделяется на пять областей: Ашхабадскую, Красноводскую¹, Марыйскую, Ташаузскую и Чарджоускую. Положение этих областей, а также расположение листов топографической карты масштаба 1 : 1 000 000 показаны на рис. 1.

Большая часть Туркмении представляет собой пустынную область. В ее пределах лежит одна из крупнейших в мире песчаных пустынь —

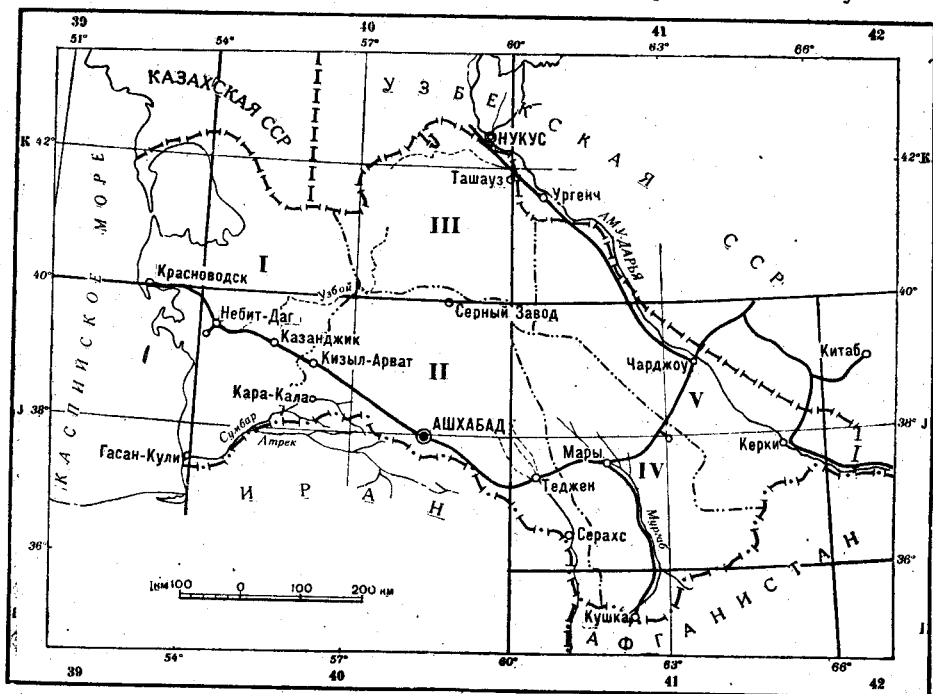


Рис. 1. Схематическая административная карта Туркменской ССР

I—Красноводская область; II—Ашхабадская область; III—Ташаузская область; IV—Марыйская область; V—Чарджоуская область

Туркменские или Закаспийские Каракумы, которая протягивается с востока на запад через всю территорию республики от долины Аму-Дарьи почти до Каспийского моря. На северо-западе значительные площади занимают пустынные плато и низкогорья, на юго-западе расположена пустынная приморская равнина. Горы занимают относительно небольшую площадь, преимущественно на южной и восточной окраинах.

Рек в Туркмении мало, и они расположены почти исключительно на окраинах республики. По восточной окраине к Аральскому морю течет мощная река Аму-Дарья; на юго-западе к Каспийскому морю — р. Атрек с притоком Сумбаром. На юге по территории Туркмении протекают реки Мургаб и Теджен, слепо заканчивающиеся в Каракумах. Мелкие речки стекают с Копет-Дага и Кугитангтау.

Население Туркмении относительно немногочисленно и по переписи 1939 г. составляло 1 253 985 человек. Туркменская ССР является одной из самых малолюдных в Советском Союзе, превышая по населению лишь

¹ В настоящее время Красноводская область ликвидирована и ее районы включены в состав Ашхабадской области.

Эстонскую ССР: средняя плотность составляет 2,6 человека на 1 км². Население рассеяно очень неравномерно. Оно сосредоточено главным образом в оазисах, приуроченных к долинам и дельтам рек и предгорной равнине Копет-Дага, где плотность населения высока, а вне оазисов — преимущественно в расположенных у железнодорожных магистралей промышленных центрах запада республики. Большая часть территории Туркмении заселена крайне редко. Значительные участки в Каракумах, на Устюрте и в некоторых других местах являются совершенно безлюдными.

Крупнейшими населенными пунктами являются столица республики Ашхабад, расположенный на предгорной равнине Копет-Дага, Красноводск на берегу Каспийского моря, Мары в дельте Мургаба, Чарджоу и Ташауз в долине Аму-Дарьи, а также города Байрам-Али, Иолотань, Казанджик, Керки, Кизыл-Арват, Небит-Даг и Теджен.

Пути сообщения развиты сравнительно слабо. Железнодорожная сеть представлена основной магистралью Красноводск—Чарджоу, пересекающей с запада на восток всю территорию республики и уходящей на востоке за ее пределы, а также отходящими от нее линиями Мары—Кушка и Чарджоу—Ходжейли и небольшим участком дороги Каган—Сталинабад. Водное сообщение осуществляется лишь по Аму-Дарье и Каспийскому морю. Безрельсовые дороги являются главным образом грунтовыми, и лишь на незначительных участках имеются дороги со специальным покрытием. Вне густо населенной полосы оазисов и промышленных центров путями сообщения служат преимущественно вьючные тропы, нередко используемые для автотранспорта. Связь между главнейшими населенными пунктами, а также Ашхабада с Москвой и столицами ближайших республик осуществляется авиацией.

Глава первая

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ

До XVIII в. о территории теперешней Туркменской ССР имелись весьма отрывочные и большей частью малодостоверные сведения. Лишь в XVIII в., когда туркменское побережье Каспийского моря стало посещаться русскими экспедициями, было положено начало изучению этой страны. С этого времени вся история физико-географических и геологических исследований Туркмении отчетливо разделяется на три главных периода. Первый период охватывает XVIII в. и две трети XIX в., второй — конец XIX в. и первые два десятилетия XX в., третий — последние 30 с лишним лет.

Первый период охватывает время, когда территория Туркмении еще не входила в состав России. Исследования этого периода были сосредоточены преимущественно на побережье Каспийского моря, но отчасти захватывали также близкие к морю участки страны. Они ограничивались обычно топографическими съемками и описаниями берегов и сбором общих географических сведений. Заслуживают внимания данные об очертании берегов, свидетельствующие об изменениях уровня Каспийского моря, а также первые указания на наличие на острове (ныне полуострове) Челекене полезных ископаемых (нефти, серы и соли). В начале XIX в. были получены первые геологические данные о некоторых участках туркменского побережья Каспийского моря.

Первым геологом, посетившим Туркмению, был Э. Эйхвальд, который в 1825 г. высаживался на Челекене и на берегах Красноводского и Балханского заливов. В своей работе Эйхвальд (Eichwald, 1834) приводит отрывочные сведения о наблюдавшихся им выходах изверженных и осадочных пород.

В 1834 г. район Большого Балхана и Куба-Дага посетил горный инженер Фелькнер, участник экспедиции Г. С. Карелина, обследовавшей восточное побережье Каспийского моря. В отчетах Фелькнера (1837, 1838) мы находим сведения о горных породах, развитых в указанном районе, об условиях их залегания и первое (неправильное) заключение об их геологическом возрасте, а также сведения о нефтяных месторождениях Челекена.

В 1856 г. некоторые пункты туркменского побережья посетил академик К. М. Бэр (Вагг, 1857). В 1859 г. при рекогносцировочном топографическом обследовании прилегающей к Каспийскому морю части Туркмении экспедицией полковника Дандевила в районе Туаркыра были обнаружены выходы ископаемого угля (Галкин, 1868).

Более удаленные от Каспийского побережья части Туркмении в этот период были пересечены лишь маршрутами Н. Н. Муравьева в 1821 г. (1822, 1888), А. Бернса в 1831—1832 гг. (1849) и А. Вамбери в 1863 г. (1865), в работах которых не содержится геологических сведений.

Второй период в истории исследования Туркмении начался с 1869 г. — года основания г. Красноводска. С этого времени на террито-

рию Туркмении стали проникать русские военные отряды и вскоре последовало полное присоединение Туркмении к России, что обусловило возможность широкого развития исследовательских работ на всей площади страны. Наиболее характерной чертой этих работ было развитие обзорных маршрутных исследований, позволивших получить первое представление о географических особенностях и геологическом строении страны. В конце периода были проведены также более детальные геологические исследования отдельных районов.

В 1869—1870 гг. в прилегающих к Красноводску районах геологические исследования производил горный инженер Ф. Г. Кошкуль (1870, 1873). В его работах значительно полнее, чем в отчете Фелькнера, отображается геологическое строение южной окраины Красноводского полуострова и о. Челекена. Однако заключение его о молодом возрасте осадочных и изверженных пород окрестностей Красноводска также неправильно.

В 1875 г. Красноводск посетил Э. Титце (Tietze, 1877), который пришел к важным выводам о мезозойском возрасте осадочных пород Куба-Дага, более древнем возрасте красноводских изверженных пород и их пассивной роли при горообразовании.

С 1870 г. начались военно-топографические съемки Туркмении, охватившие большие площади в западных и отчасти северных районах и давшие первое общее представление о географических особенностях этой части страны. Таковы маршруты В. И. Маркозова (1872), Я. Маломы (1870, 1873), И. И. Стебницкого (1873а, б), М. Д. Скобелева (1872, 1873) и др. Сопровождавший отряд Стебницкого Г. И. Сиверс приводит в своих заметках (1873) отрывочные геологические сведения.

С 1873 г. начались исследования, имевшие целью осветить вопрос о возможности поворота Аму-Дарьи в Каспийское море, которые сыграли большую роль в деле изучения пустынных районов Туркмении. Уже первые работы, проводившиеся в 1873—1876 гг. экспедицией К. П. Кауфмана (Глуховский, 1874, 1875), А. В. Каульбарсом (1881), Н. П. Ломакимым (1875), Д. М. Лупандиным (1875), Н. Г. Петрусевичем (1878, 1879), выявили общие топографические особенности района предполагавшегося старого русла Аму-Дарьи и, в частности, установили наличие глубокой Сарыкамышской впадины.

Более точные топографические данные были получены в результате работ экспедиции А. И. Глуховского (1889, 1893), которым в 1879—1883 гг. производились детальные съемки и нивелировки от низовьев Аму-Дарьи через Сарыкамышскую впадину по Узбою к Каспийскому морю. Работами этой экспедиции установлено наличие в недавнем геологическом прошлом крупного озера, заполнявшего Сарыкамышскую впадину. Участник экспедиции А. Э. Гедройц (1882) дал обстоятельное описание четвертичных отложений этой впадины и дельты Аму-Дарьи.

В 70-х годах были получены также первые сведения по геологии северо-восточной окраины Туркмении. Н. П. Барбот де Марни, производивший исследования в 1874 г. (1875, 1889), дал схематичное, но в основных чертах правильное описание геологического строения низовьев Аму-Дарьи. Беглые маршрутные наблюдения по долине Аму-Дарьи сделал И. В. Мушкетов (1886), проехавший в 1879 г. от Термеза до Петроалександровска (ныне Турткуль).

В начале 80-х годов присоединенные к России центральные и юго-восточные районы Туркмении были охвачены военно-топографическими съемками, которые дали первые топографические и общегеографические

сведения по этой территории (Калитин, 1881, 1883; Хабалов, 1883; Гедернов, 1885 и др.). Вслед за топографическими работами в 80-х годах начались географические и геологические исследования. Одним из первых исследователей был военный инженер П. М. Лессар. С 1881 по 1884 г. он посетил различные участки Центральных и Юго-Восточных Каракумов и дал первую географическую характеристику Каракумской пустыни (Лессар, 1882—1885).

Почти одновременно с П. М. Лессаром начал свои исследования горный инженер А. М. Коншин, охвативший в 1882—1886 гг. своими маршрутами обширную территорию от Каспийского моря до Мургаба и от Сарыкамышской впадины до Атрека. В работах А. М. Коншина (1883—1886, 1888, 1889, 1893, 1897) наряду с физико-географическими сведениями содержатся геологические данные как по центральным, так и по западным районам страны. Им, в частности, дано первое геологическое описание Каракумских серных месторождений (1889), незадолго до того открытых Калитиным, и правильно установлен верхнетретичный возраст отложений, развитых по Узбою и Унгузу. А. М. Коншиным сделана первая попытка дать общий геологический очерк Закаспийского края (1885, 1886) и сводку его полезных ископаемых (1888), которые, впрочем, основывались на крайне скудном материале. Большое внимание уделено им вопросу о древнем течении Аму-Дарьи и взаимоотношении Сарыкамышского бассейна, Узбоя и Каспия. Несмотря на ошибочность многих утверждений А. М. Коншина, встретившего жестокую критику со стороны современных ему исследователей (П. М. Лессар, А. Э. Гедройц, В. А. Обручев), его работы сыграли большую роль в истории изучения геологии и полезных ископаемых Туркмении и он справедливо должен считаться пионером в деле геологического изучения центральных районов страны.

Несколько позднее А. М. Коншина, с 1886 г., на равнинных областях Туркмении начал свои исследования В. А. Обручев. Его маршруты охватили значительную площадь Каракумов; на западе они частично перекрывали площадь исследований А. М. Коншина, а на востоке уходили далеко за пределы Туркмении. В. А. Обручевым (1887—1890) дано обстоятельное физико-географическое описание Центральных и Юго-Восточных Каракумов, намечено геоморфологическое районирование Каракумской пустыни и приведен ряд геологических сведений. Полемизируя с А. М. Коншиным по вопросам генезиса Узбоя и новейшей геологической истории Каракумов, В. А. Обручев справедливо отводит существенную роль в первоначальном формировании рельефа последних деятельности речных потоков. Эта же мысль несколько ранее была отражена в работе А. В. Каульбарса (1887). Работы В. А. Обручева не потеряли своего значения до настоящего времени, но многие его выводы в свете новых данных уже не могут быть приняты безоговорочно.

Одновременно с В. А. Обручевым в Копет-Даге и прилегающих к нему с юга горах Северного Хорасана геологические исследования производил К. И. Богданович, которому принадлежит первое описание ортографии и геологического строения Копет-Дага (1887а, б, 1890, 1895). К. И. Богданович установил, что Копет-Даг сложен главным образом отложениями меловой системы, и дал общую, весьма схематичную характеристику стратиграфии и тектоники этих отложений. Работы К. И. Богдановича в течение долгого времени представляли основной материал для суждения о геологическом строении Копет-Дага, но в настоящее время они имеют лишь исторический интерес.

В 1887 г. Н. И. Андрусов совершил маршрут из Красноводска вокруг Кара-Богаз-Гола на Мангышлак и дал в своих статьях (1888, 1889) первое, еще весьма неполное представление о геологии Красноводского полуострова, Туаркырского района и Юго-Западного Устюрта. Особенно важно отметить открытие Н. И. Андрусовым дислоцированных мезозойских отложений в районе Туаркыра и своеобразных отложений на Красноводском плато, позднее выделенных им же в акчагыльский ярус.

К 80-м годам относятся также первое петрографическое описание красноводских изверженных пород А. Зайцевым (1884) и сведения о нефтяных месторождениях Прикаспия, которым вслед за А. М. Коншиным посвятили свои статьи Ф. Г. Кошкуль (1882—1883, 1884—1885) и Шегрен (Sjögren, 18886); последний приводит также некоторые данные по геологии окрестностей Красноводска (1888а).

Исследования А. М. Коншина, В. А. Обручева, К. И. Богдановича и Н. И. Андрусова позволили И. В. Мушкетову (1891, 1900) дать сводный геологический очерк и составить первую геологическую карту всей Туркмении (а также более северных районов Закаспия). Представления И. В. Мушкетова, в особенности в отношении более северных районов Туркмении, сильно отличаются от современных, но им отмечена главная особенность страны: наличие трех резко отличающихся по геологическому строению площадей — Копет-Дага, Каракумов и Устюрта.

Последнее десятилетие XIX в. и первые годы XX в. в отношении физико-географического и геологического изучения Туркмении не дали таких результатов, как 80-е годы. В это время производились отдельные, обычно не связанные между собой исследования, затрагивающие небольшие участки площади и часто имеющие характер беглых наблюдений.

Из исследователей этого времени в первую очередь необходимо указать Н. И. Андрусова (1895, 1896, 1900, 1902), в течение ряда лет посещавшего различные районы Западной Туркмении. Его наблюдения дали ряд важных сведений по геологии Красноводского полуострова, Большого и Малого Балхана и Челекена. В опубликованной им в 1905 г. сводной работе подытоживаются также все имевшиеся в то время данные по Туаркырскому району и Устюрту. Результаты исследований Н. И. Андрусова сыграли большую роль в изучении указанных районов, но скудость фактических данных не позволила автору дать сколько-нибудь цельную картину геологического строения рассматриваемой площади. Огромная заслуга Н. И. Андрусова заключается в том, что им заложена основа стратиграфии прикаспийского неогена и геологической истории Каспийского бассейна в неогеновое и четвертичное время, которые разработаны в значительной степени на материале, собранном не на территории Туркмении. При деятельном участии Н. И. Андрусова в 1897 г. была организована Карабугазская экспедиция, работы которой впервые выявили значение залива Кара-Богаз-Гол как крупного месторождения мирабилита (Лебединцев; 1897; Шпиндлер и Лебединцев, 1902; «Кара-бугаз и его промышленное значение», 1916).

Из других исследований конца XIX и начала XX в. отметим работы: А. П. Иванова (1901, 1903) и М. И. Лана (1898) по геологии Челекена и Небит-Дага; Л. И. Цимбаленко (1896), содержащие сведения об источниках и кяризах Копет-Дага; В. П. Семенова (1896, 1899), содержащие описание мезозойской фауны Туаркыра, и некоторые наблюдения И. Вальтера (Walther, 1898) и А. Ивченко (1906) по процессам формирования рельефа. Необходимо также отметить сводку полезных ископаемых За-

каспийского края, опубликованную Ф. Маевским (1897), которая значительно полнее сводки А. М. Коншина.

Во второй половине первого десятилетия и в течение большей части второго десятилетия XX в. исследования территории Туркмении в физико-географическом и геологическом отношении значительно усилились и приобрели более специальный характер. Начиная с 1906 г. проводились изыскания, связанные с проблемой орошения. Они были сосредоточены главным образом в восточных и юго-восточных районах Туркмении, где в течение 1906—1916 гг. работал целый ряд экспедиций, изучавших возможности орошения пустыни за счет вод Аму-Дарьи, Мургаба и Теджена (Букинич, 1913, 1915, 1917; Карк, 1911; Левченко, 1912; Максимов, 1914; Цинзерлинг, 1915; Шлегель, 1912 и др.). В связи с этими изысканиями, а также независимо от них производились почвенные и почвенно-ботанические исследования (Димо, 1913, 1915; Драницын, 1910, 1913; Липский, 1915; Любченко, 1910). При этих исследованиях был получен ряд важных физико-географических сведений и данные по четвертичным отложениям и грунтовым водам долин и дельт Аму-Дарьи, Мургаба и Теджена и прилегающих к ним частей Каракумов. В геологическом отношении особенно важно отметить работы Н. А. Димо (1915), в которых содержатся сведения по геологии Сарыкамышской впадины и северной окраины Заунгузских Каракумов.

В 1912 г. Географическим обществом была организована Репетекская песчаная станция, одной из задач которой являлось изучение современных геологических процессов в песчаной пустыне. Организатор этой станции В. А. Дубянский в 1912—1917 гг. провел ряд наблюдений над жизнью песков (1928, 1929).

Одновременно с указанными работами проводились и специальные геологические исследования в основном в виде геологических съемок отдельных районов, которые производились по заданию Геологического комитета.

Первой из серии этих работ была детальная геологическая съемка Челекена, выполнявшаяся в 1907—1909 гг. В. Н. Вебером и К. П. Калицким (1909, 1911; Калицкий, 1910). Опубликованная в 1911 г. работа этих геологов, содержащая подробное описание стратиграфии, тектоники и нефтеносности третичных отложений, не потеряла своего значения до настоящего времени, а приложенная к работе геологическая карта по точности выполнения может и сейчас служить образцом.

В 1908—1913 гг. К. П. Калицким были произведены геологические исследования на других участках Прикаспийской низменности: Небит-Даге, Монжуклах, Кум-Даге и Боя-Даге, а также в районе Чикишляра (1914а—д). Из работ этого автора наибольшее значение имеет работа по Небит-Дагу (1914 г.), содержащая подробное геологическое описание и детальную геологическую карту Небитдагской складки.

В 1913 г. Н. И. Андрусов и А. Д. Нацкий начали геологические исследования в Западном Копет-Даге. Эти исследования были продолжены А. Д. Нацким в 1914—1917 гг. на значительной части площади Западного Копет-Дага и на Малом Балхане. В статьях Н. И. Андрусова (1914) и А. Д. Нацкого (1914—1916, 1918) содержатся более полные, чем в работах К. И. Богдановича, данные по геологическому строению и рельефу, еще весьма схематичные геологические карты отдельных районов Копетдагской горной системы. Предложенная А. Д. Нацким схема стратиграфии меловых отложений (за исключением неокома) послужила основой при всех дальнейших исследованиях. Заслуживает также вни-

мания описание им явления «глинистого карста», до этого совершенно не освещавшегося в литературе.

В 1916 г. А. Д. Нацким совершена поездка к Каракумскому серному месторождению. Отчет по этой поездке (1926) содержит данные по геологии и геоморфологии Центральным Каракумов, а также соображения автора о генезисе серных месторождений и о происхождении рельефа Каракумской пустыни. Следует упомянуть также поездку Н. И. Андрусова в 1916 г. к южному берегу Кара-Богаз-Гола (1918), давшую некоторые новые сведения по меловым отложениям западной окраины Туаркырского складчатого района.

В 1913—1915 гг. А. Д. Архангельский (1914—1916, 1931') производил геологические исследования на обширной территории, прилегающей к низовьям Аму-Дарьи, результаты которых были полностью опубликованы лишь в 1931 г. Обстоятельное геологическое описание, данное А. Д. Архангельским, до последнего времени служило основным материалом по геологии северных районов Туркменской ССР, расположенных к востоку от Сарыкамышской впадины. Большая ценность исследований А. Д. Архангельского заключается в тщательно разработанной им стратиграфии меловых отложений и в монографическом описании их фауны (1916 а, б). Крупную роль сыграли также взгляды А. Д. Архангельского по вопросам тектоники и истории геологического развития этой территории, но в последнее время новыми исследованиями в них вносятся существенные коррективы. Что касается геологической карты, то она вследствие отсутствия в то время правильной топографической основы местами дает сильно искаженные очертания площадей распространения различных геологических формаций.

Крайний восток Туркмении — Гаурдак-Кугитангский район — впервые после И. В. Мушкетова посетил в 1912 г. С. Н. Михайловский, охвативший своими маршрутами обширную площадь, большая часть которой лежит к востоку от современной границы Туркменской ССР. С. Н. Михайловским (1914) приводятся довольно отрывочные данные по геологии указанного района и первая, в основных чертах правильная, схема стратиграфии мезозойских отложений, развитых на обширной площади «Горной Бухары».

Третий период в истории геологического изучения Туркмении охватывает время с начала 20-х годов XX в. до настоящего времени.

Во время гражданской войны геологические исследования на территории Туркмении не производились. Они возобновились с начала 20-х годов после установления здесь советской власти и особенно после размежевания советской Средней Азии (1924). С этого времени начался период особенно многочисленных и разносторонних исследований, характерной особенностью которых является широкое планомерное развитие геолого-съемочных работ, постепенно охвативших всю территорию Туркменской ССР. Наряду с ними большое значение приобрели геоморфологические исследования, особенно на равнинных площадях туркменских пустынь. Проводятся большие гидрогеологические работы и работы по геологическому изучению полезных ископаемых, промышленное значение большей части которых было выявлено лишь в советское время. Начинают широко применяться геофизические исследования как для выявления региональных структурных особенностей территории, так и с целью изучения отдельных месторождений.

В изучении геологического строения территории Туркменской ССР в советский период принимали участие различные как центральные, так

и местные организации и научно-исследовательские институты. До 1932 г. главная роль принадлежала Геологическому комитету и его преемнику — Центральному научно-исследовательскому геолого-разведочному институту (ЦНИГРИ). В 1933—1937 гг. ведущая роль перешла на время к экспедициям Академии наук СССР, наряду с которыми большую работу выполняли также Средне-Азиатский геолого-разведочный трест, Нефтяной геолого-разведочный институт, трест Туркменнефть и другие организации. С 1938 г. значительная часть геологических работ, а в годы Великой Отечественной войны почти все геологические исследования выполнялись местными организациями Туркменской ССР — Туркменским геологическим управлением (организовано в 1938 г.), Туркменским филиалом Академии наук СССР (организован в 1941 г.) и др. В послевоенные годы территория Туркменской ССР была охвачена обширными исследовательскими работами, в которых приняли участие различные центральные и местные организации и научно-исследовательские институты Академии наук СССР, Министерства геологии, Министерства нефтяной промышленности, Министерства химической промышленности, Министерства хлопководства, Гидропроекта Министерства внутренних дел и других ведомств, а с 1951 г. также Академии наук Туркменской ССР.

Начало региональным геологическим исследованиям советского периода было положено в 1923 г., когда И. И. Никшич (1924) начал пятиверстную (1 : 210 000) геологическую съемку и изучение подземных вод в Копет-Даге. В течение 1924—1928 гг. исследования И. И. Никшича (1925, 1926б, в, 1931, 1932), в которых приняли участие также В. В. Александров (1932а, б, 1933; Александров и Никшич, 1930), В. Н. Огнев (1933) и Г. И. Смолко (1932б), охватили большую часть площади Копет-Дага и Малый Балхан.

В 1924—1926 гг. геолого-съемочные и гидрогеологические работы распространились также на Большой Балхан, где проводили исследования П. М. Васильевский (1924, 1926, 1932) и И. И. Никшич (1926г) при участии О. С. Вялова (1925) и В. Н. Огнева (Никшич и Огнев, 1928). Палеонтологические сборы И. И. Никшича и П. М. Васильевского изучались О. С. Вяловым (1929, 1930), В. Ф. Пчелинцевым (1926, 1927), В. Д. Принадой, В. П. Ренгартеном (1925) и И. Е. Худяевым (1927). В 1929 г. В. Ф. Пчелинцевым и Г. Я. Крымгольцем (1934) были проведены в Копет-Даге и Большом Балхане специальные палеонтолого-стратиграфические исследования.

Совместными работами всех названных исследователей выяснены основные черты геологического строения указанных горных сооружений. Значительно пополнены сведения по стратиграфии Копет-Дага, где дано расчленение почти не освещенных А. Д. Нацким неокомских известняковых толщ и третичных континентальных отложений. Установлен возраст и намечено стратиграфическое расчленение отложений, слагающих Большой Балхан. Освещены основные гидрогеологические особенности горных районов Туркмении.

В 1928—1931 гг. геолого-съемочные работы Геологического комитета и ЦНИГРИ распространились и на другие районы Туркменской ССР. В 1928—1930 гг. М. Ф. Двали (1932), Г. А. Лебедев (1932) и Л. А. Никитюк (1932) засняли почти весь Красноводский полуостров, за исключением Куба-Дага и массивов изверженных пород. Имевшиеся до того отрывочные представления о слагающих полуостров отложениях, намеченные в основных чертах Н. И. Андрусовым, в результате исследований названных геологов были сведены в стройную систему и отражены на гео-

логической карте. Дано также ясное представление о гидрогеологических особенностях района.

В эти же годы маршрутные геологические исследования были проведены на площади Туаркырского складчатого района Н. П. Лупповым. В его статьях (1931, 1932) геологическое строение этого района, ранее известное лишь по беглым наблюдениям Н. И. Андрусова, получило обстоятельное освещение; выяснены основные черты стратиграфии и тектоники слагающих район мезозойских и третичных отложений, составлена схематическая геологическая карта района и выявлена большая площадь распространения угленосных отложений.

В 1929 г. геолого-съемочными и гидрогеологическими работами В. В. Александрова, Л. А. Никитюк и Г. И. Смолко (1934) охвачена вся площадь Прикаспийской изменности, на которой ранее изучались лишь отдельные месторождения.

На крайнем юге Туркменской ССР геологические исследования распространились на площадь Бадхыза и Карабиля. Первые, весьма отрывочные сведения по геологии Бадхыза были получены П. М. Васильевским при его кратковременных маршрутах в 1916 и 1925 гг. (1930). Им, в частности, обнаружены выходы изверженных пород, образцы которых были изучены В. Н. Лодочниковым (Васильевский и Лодочников, 1930). Обстоятельное освещение геологического строения Бадхыза было дано В. Н. Огневым (1932), производившим здесь геологическую съемку масштаба 1 : 200 000. В 1931 г. геолого-съемочными работами В. В. Александрова (1934) была охвачена значительная часть площади Карабиля.

С 1926 г. начались исследования на крайнем востоке Туркменской ССР — в Гаурдак-Кугитангском районе. Первая геологическая карта этого района была составлена в 1927 г. А. В. Дановым (1928), который, однако, допустил крупные ошибки в определении возраста мезозойских отложений. В 1928—1931 г. этот район наряду с прилегающей к нему с севера и востока площадью Узбекской ССР был охвачен геологической съемкой, проводившейся П. П. Чуенко (1931, 1937). Исследования этого геолога дали отчетливую картину основных особенностей геологического строения юго-западных отрогов Гиссарского хребта, включающих и Гаурдак-Кугитангский район. Однако непосредственно для последнего, вследствие малого масштаба геологической съемки (1 : 400 000), они дали лишь весьма общее представление. Более полные геологические данные непосредственно об этом районе были получены в результате проводившихся начиная с 1929 г. работ по изучению полезных ископаемых. О них будет сказано ниже.

К 1932 г. региональной геологической съемкой, выполнявшейся Геологическим комитетом — ЦНИГРИ, была освещена почти вся площадь западной части и горных районов южной и восточной окраин Туркменской ССР. Результаты этих исследований составляют основу наших знаний о геологическом строении указанной территории.

Другим путем шло изучение обширных пространств Каракумской пустыни. Основная роль в нем принадлежала Академии наук СССР, а направление работ имело преимущественно общегеографический и геоморфологический характер.

В 1925 г. академик А. Е. Ферсман и Д. И. Щербаков совершили поездку через Центральные Каракумы на Серные бугры (Ферсман, 1926; Щербаков, 1926). Эта поездка сыграла большую роль в истории изучения Каракумов. С одной стороны, она привлекла внимание к Каракумским серным месторождениям, с другой — послужила толчком к организации

многочисленных экспедиций, охвативших в течение ряда лет своими маршрутами значительную часть Каракумской пустыни. Среди участников экспедиций Академии наук СССР, работавших в 1926—1932 гг., необходимо указать С. Ю. Геллера (1930—1934), И. П. Герасимова (1929—1934), П. С. Макеева (1930—1932), А. Ф. Соседко (1930, 1932) и Б. А. Федоровича (1930—1934). В эти же годы исследованием Каракумов в физико-географическом и геоморфологическом отношении занимались научные работники Средне-Азиатского государственного университета (Бродский, 1928, 1929; Димо, 1928; Скворцов, 1928—1930), Гидрологического института (Кунин, 1930, 1934), Репетекской станции (Петров, 1934).

Все исследования имели маршрутный характер. Они были сосредоточены на площади Центральных и Юго-Восточных Каракумов, и лишь отдельными маршрутами затронута территория, лежащая к северу от Узбоя и Унгуза. Большое внимание было обращено на маршрутную съемку, нивелировку и определение астрономических пунктов. Особенно описывались формы рельефа и высказывались различные, нередко противоречивые взгляды на генезис этих форм. Тщательно описывались колодезные системы. В ряде работ (И. П. Герасимов, А. Ф. Соседко, Б. А. Федорович) приведены также геологические данные по Узбою, Унгузу и некоторым другим районам.

Особенно важны в геологическом отношении работы И. П. Герасимова, освещающие четвертичные отложения и современные геологические процессы в Каракумах (1930, 1931), Б. А. Федоровича, в которых особенно освещаются геоморфология Унгуза (1934в) и субаэральной дельты Мургаба (Федорович и Кесь, 1934), и составленные С. Ю. Геллером (1934б), В. Н. Куниным (1934) и Б. А. Федоровичем (1934г) гидрогеологические очерки Каракумов и северо-западных районов Туркменской ССР. Отметим также написанную по литературным данным статью Б. Л. Личкова (1930), в которой отстаивается аллювиальное происхождение Каракумской равнины.

Необходимо указать также на региональные геологические исследования, произведенные в Центральных Каракумах и по долине Аму-Дарьи в 1927—1930 гг. по заданию Геологического комитета А. В. Дановым, результаты которых остались неопубликованными.

Наряду с региональными геологическими, гидрогеологическими, геоморфологическими и общегеографическими исследованиями с конца 20-х годов на территории Туркменской ССР проводились специальные работы по поискам и изучению полезных ископаемых и более детальному изучению подземных вод отдельных районов.

В 1925 г. И. И. Никшичем (1926а) было проведено обследование некоторых баритовых жил в Западном Копет-Даге. Проведенными в 1928—1931 гг. Средне-Азиатским геолого-разведочным трестом поисково-разведочными работами выявлены большое развитие в этой части Копет-Дага баритовых и витеритовых жил и приуроченность к ним в ряде случаев рудных месторождений (В. П. Соколов, 1930, 1934).

В Прикаспийской низменности с 1926 г. Геологическим комитетом, а позднее Нефтяным геолого-разведочным институтом возобновились детальные геологические исследования нефтяных и газовых месторождений, начатые еще в дореволюционное время. Эти исследования, в которых главная роль принадлежала В. Б. Порфирьеву (1930—1932) и А. И. Косыгину (1931—1935), внесли существенные новые данные по геологии, нефтеносности и газоносности рассматриваемой площади. Одновременно работами

В. Ё. Порфирьева (1933, 1934), Г. И. Смолко (1932а) и других исследователей привлечено внимание к минеральным водам нефтяных месторождений как к источнику соединений иода и брома.

Продолжавшаяся в течение многих лет разведка Небитдагского месторождения привела в 1931 г. к выявлению здесь промышленных залежей нефти и к переводу Небитдагской структуры в разряд эксплуатационных площадей.

После 1932 г. детальное геологическое изучение антиклинальных структур Прикаспийской нефтеносной области продолжалось трестом Туркменнефть (Г. К. Орьев, А. И. Смолко, А. М. Рашкуев и др.). Некоторые из этих структур были выдвинуты как объекты для разведочных работ.

На территории Большого Балхана, Красноводского полуострова и Туаркыра в 1931—1935 гг. Средне-Азиатским геолого-разведочным трестом и некоторыми другими организациями проводился ряд работ, связанных с изучением полезных ископаемых и подземных вод. Таковы поисковые работы на юрские угли Б. Балхана и Туаркыра (Е. А. Репман, В. А. Захаревич), изучение Огланлинского месторождения бентонитовых глин (А. В. Данов), литологические исследования в Куба-Даге и Б. Балхане (М. Б. Григорович) и, наконец, геологические и гидрогеологические исследования в восточной части Красноводского полуострова, Чильмамедкумах и южной части Туаркырского района (В. В. Александров, М. И. Александрова и А. И. Морозов). Подземные воды изучались также М. М. Иваницыным, Г. В. Богачевым и др. Этими исследованиями уточнено геологическое строение указанных районов, а из практических результатов важно отметить выявление промышленных залежей угля в Туаркыре и установление промышленной ценности бентонитовых глин Огланлинского месторождения.

С 1929 г. широко развернулись работы по изучению Кара-Богаз-Гола как сульфатного месторождения. Они заключались в основном в изучении гидрохимии залива и выработке методики эксплуатации его минеральных богатств и выполнялись главным образом Соляной лабораторией Академии наук СССР (Ильинский, 1934; Ильинский, Клебанов, Блюмберг и Пельш, 1936). Этой же лабораторией изучались и соляные озера на туркменском побережье Каспийского моря, из которых в первую очередь необходимо указать оз. Куули (Ильинский, Клебанов и Бадер, 1932).

С 1925 г. началось изучение Каракумских серных месторождений. Первоначально исследования производились Академией наук СССР и имели главным образом геохимический характер (Ферсман, 1926; Влодавцев, 1926; сб. «Серная проблема в Туркменистане», 1926, 1928). В 1927—1930 гг. Геологическим комитетом и Средне-Азиатским геолого-разведочным трестом были проведены геолого-съёмочные и разведочные работы, осветившие геологическое строение района и выявившие промышленное значение месторождений. Руководство этими работами осуществлялось А. В. Дановым, которым опубликованы геологическая карта части района Серных бугров и обстоятельно описаны развитые здесь неогеновые отложения (1931б).

Большие работы, связанные с изучением полезных ископаемых, были проведены в 1929—1935 гг. в Гаурдак-Кугитангском районе. Эти работы проводились Средне-Азиатским геолого-разведочным трестом и Научным институтом по удобрениям, а в 1933—1934 гг. также Таджикско-Памирской экспедицией Академии наук СССР.

Геолого-съемочными и разведочными работами Средне-Азиатского геолого-разведочного треста, в которых руководящая роль принадлежала А. В. Данову (1931а, 1932б) и В. П. Мирошниченко (1932а, б), освещены основные черты геологического строения Гаурдакской антиклинали и выявлено крупное промышленное значение приуроченного к ней серного месторождения. А. В. Дановым опубликована работа (1936), освещающая вопросы генезиса серных месторождений Туркменской ССР; В. П. Мирошниченко составлены геологические карты района в масштабе 1 : 200 000.

Работами Научного института по удобрениям (Н. П. Херасков, А. В. Пейве, В. А. Вахрамеев, Б. М. Гиммельфарб и др.) установлено наличие в районе калийных солей и дано краткое геологическое описание некоторых месторождений. Н. П. Херасков дал своеобразный анализ развитых здесь сложных тектонических структур (1932) и предложил детальную схему стратиграфии нижнемеловых отложений (1934). Обстоятельное описание юрских и нижнемеловых отложений района опубликовано несколько позже в работе В. А. Вахрамеева, А. В. Пейве и Н. П. Хераскова (1936).

Необходимо отметить также проведенные в эти же годы работы по изучению угленосности юрских отложений Кугитангтау (Плахута, 1934; Левицкий, 1937), выявлению меденосности нижнемеловых отложений (Лаптиева и Мирошниченко, 1935; Домарев, 1939) и работы П. И. Калугина, при которых были освещены подземные воды и получены данные, свидетельствующие о возможной нефтеносности района (Калугин, 1934). Весь комплекс произведенных работ значительно пополнил наши знания о геологическом строении Гаурдак-Кугитангского района.

Полевые работы, связанные с изучением полезных ископаемых и подземных вод, охватили в 1927—1935 гг. также северо-восточную окраину Туркменской ССР — приамударьинскую полосу.

Из проводившихся здесь различными организациями работ необходимо указать детальные геологические и гидрогеологические исследования в Хорезмском оазисе (Георгиевский, 1935, 1937), геологическое обследование фосфоритовых залежей (Запорожцева, 1934, 1935), детальное геологическое изучение Питнякской группы складок, связанное с выяснением перспектив их нефтеносности (А. И. Смолко, 1934б, в, 1936а), и, наконец, обследование приамударьинских соляных озер (Дзенс-Литовский, 1939а; Дзенс-Литовский и Бергман, 1935). Эти работы дали новый материал по геологии, значительно уточняющий геологическую карту, составленную А. Д. Архангельским (1931).

Исследования первого десятилетия советского периода (1923—1933) были подытожены на организованной в 1934 г. Академией наук СССР первой конференции по изучению производительных сил Туркменской ССР. Конференция показала крупный рост наших знаний по геологическому строению и минеральным ресурсам Туркменистана за отмеченное время и наметила задачи дальнейших исследовательских работ. Следует указать, что еще в 1929 г. в опубликованном Академией наук СССР сборнике «Туркмения» были даны первые сводные очерки по геологии и полезным ископаемым (Берг, 1929; Никшич, Данов и Васильевский, 1929; Телетов, 1929), которые вследствие накопления новых данных быстро устарели. С окончанием к 1933 г. первой стадии геолого-съемочных работ на территории Туркменской ССР преобладающая роль в деле региональных исследований на время переходит к экспедициям Академии наук СССР.

В 1933—1934 гг. восточные районы Туркменистана были охвачены исследованиями Таджикско-Памирской экспедиции, главная область работ которой лежала на территории более восточных республик Средней Азии. С работами этой экспедиции были связаны упомянутые выше исследования В. А. Вахрамеева, А. В. Пейве, С. И. Левицкого, А. Г. Бергмана и А. И. Дзенс-Литовского.

Организованная в 1934 г. Академией наук Туркменская (с 1937 г. Средне-Азиатская) комплексная экспедиция в 1934—1938 гг. проводила свои исследования на обширной площади страны, далеко выходящей за пределы прежде изучавшихся академическими экспедициями Центральных Каракумов. Характерной особенностью этих работ являлся переход от маршрутных к маршрутно-площадным исследованиям, чему способствовало широкое применение автотранспорта, который стал заменять верблюжий транспорт.

Особенно важные результаты были получены Туркменской экспедицией в северных и отчасти центральных районах Туркменистана. В этой части страны экспедицией освещены в общегеографическом и геоморфологическом отношении еще остававшиеся белые пятна в Северных Каракумах и к северу от Узоя (Геллер, 1940а; Мурзаев, 1937, 1938, 1940а, 1940в), проведено геоморфологическое изучение Амударьинской аллювиальной равнины (Доскач, 1940), Сарыкамышской впадины (Герасимов, 1940г; Мурзаев, 1940б) и Узоя (Федорович, 1935б; Кесь, 1939), получены первые данные о геологическом строении Северного Прикарабагазья (Колесников, 1940а, 1951) и Эшеканкренкыра (Петрушевский, 1937а, б, г, 1941), значительно уточнена геологическая карта Туаркырского района (Луппов, 1935; Трифионов, 1940) и проведены гидрогеологические исследования в районе Узоя и западной части Каракумов (Коноплянцев, Кунин и др.).

Геоморфологические и отчасти почвенные исследования экспедиции распространились также на Прикаспийскую низменность (Герасимов, 1938, 1939), Юго-Восточные Каракумы (Герасимов, 1940а, в; Лобова, 1940) и долину Аму-Дарьи с прилегающими участками Каракумов (Макеев, 1937а, б, в).

Работы Туркменской экспедиции (1934—1937 гг.) составили важный этап в изучении Туркменистана. Наибольшее значение их заключается в том, что они позволили увязать разрозненные данные предшествовавших исследований и заложили основу современных представлений о формировании рельефа и новейшей геологической истории туркменских пустынь. В этом отношении особенно следует отметить работы И. П. Герасимова (1937в, 1938), в которых дан первый опыт реконструкции палеогеографической обстановки территории Туркменской ССР в четвертичный период, Б. А. Федоровича (1940а, б, в), освещающие вопросы генезиса и развития рельефа песчаных пустынь, и А. С. Кесь (1939), в которой обстоятельно освещается генезис и история долины Узоя.

В 1937—1938 гг. экспедицией Академии наук СССР проведены также большие исследования, связанные с выявлением перспектив нефтеносности новых районов. Этими исследованиями были охвачены горные районы Туркмении (Копет-Даг, Большой Балхан, Гаурдак-Кугитангский район) и равнинная территория, прилегающая к среднему течению р. Аму-Дарьи. Одновременно геологические исследования, связанные с этой же проблемой, проведены Ленинградским нефтяным научно-исследовательским институтом в низовьях Аму-Дарьи и на Устюрте.

Из геологических результатов важно отметить первые конкретные данные по геологии центральных районов Устюрта (Солун, 1939, 1940), первые данные о возрасте палеогеновых отложений приамударьинской полосы (Старобинец и Эвентов, 1948а) и уточнение стратиграфии и тектоники Большого Балхана (Старобинец, 1940), где впервые обращено внимание на характер домеловой складчатости. Результаты работ экспедиции Академии наук в отношении нефтеносности сведены в статьях М. И. Варенцова и П. Г. Суворова (1939, 1940), которыми дана общая оценка перспективности новых районов и, в частности, обращено внимание на складки западного погружения Копет-Дага и некоторые складки приамударьинской полосы как на структуры, подлежащие детальному изучению с точки зрения нефтеносности. Большая работа по изучению геохимических процессов в сероносных и перспективных в нефтеносном отношении юрских отложениях Гаурдак-Кугитангского района проведена А. В. Дановым (1942), которым также подведены итоги геологического изучения этого района.

Необходимо отметить работы В. Б. Порфирьева (1938а, 1941), давшего обстоятельный анализ тектоники и условий нефтеносности антиклинальных складок Прикаспийской низменности и первую общую перспективную оценку Туркменской ССР в нефтеносном отношении.

Работы Туркменской экспедиции Академии наук СССР совпали по времени с началом широкого развития аэрофотосъемочных работ и геофизических исследований

Аэрофотосъемочными работами, которые проводились Центральным научно-исследовательским институтом аэрофотосъемки, в 1934—1935 гг. были охвачены большие площади в западных, южных и отчасти центральных районах Туркменской ССР. Одновременно с аэрофотосъемкой тем же институтом были проведены в некоторых районах специальные работы по изучению методики геологического и геоморфологического дешифрирования аэрофотоснимков (А. В. Гавеман, 1937; Мирошниченко, 1946). Эти работы, а также использование аэрофотоснимков при исследованиях экспедиции Академии наук СССР и других организаций (А. В. Данов, Н. П. Луппов, Б. А. Федорович) выявили крупное значение материалов аэрофотосъемки для повышения точности геологических и геоморфологических исследований.

Геофизические работы начали проводиться на территории Туркменской ССР с 1929 г. Уже первые результаты гравиметрических исследований, выполнявшихся Нефтяным геолого-разведочным институтом в Прикаспийской низменности (Полегаев, 1933; А. И. Косыгин, 1937), внесли важный вклад в дело познания глубинного строения данного района, заставив отказаться от ранее высказывавшихся предположений о наличии под антиклинальными структурами скрытых лакколлитов.

С 1933—1937 гг. геофизические исследования, проводившиеся тем же институтом и Всесоюзной конторой геофизических разведок, приняли региональный характер. Этими исследованиями выявлены основные особенности распределения аномалий силы тяжести на обширных равнинных пространствах Туркмении и прилегающих к ней областей Казахстана и Узбекистана (Шрейдер, 1948). Геологическая интерпретация полученных результатов, данная в работе А. Д. Архангельского и В. В. Федынского (1936), заставила пересмотреть имевшиеся до этого представления о глубинной структуре Устюрта и Каракумов и о взаимоотношениях складчатых сооружений, расположенных на территории Туркменской ССР и смежных республик. В последующие годы геофизические работы были

сосредоточены главным образом на площади Прикаспийской низменности. О них будет сказано ниже.

Возвращаясь к геологическим исследованиям, необходимо в первую очередь остановиться на больших работах, проводившихся с 1935 г. в Копет-Даге.

В 1935—1936 гг. Средне-Азиатским геолого-разведочным трестом была проведена геологическая съемка масштаба 1 : 100 000 в некоторых районах Копет-Дага (П. И. Калугин, Н. П. Васильковский, В. Н. Огнев и др.). С 1938 г. геолого-съёмочные работы были продолжены Туркменским управлением. В течение 1938—1944 гг. совместными усилиями коллектива геологов (П. И. Калугин, М. П. Сукачева, Г. И. Каляев, Г. К. Литвин) геологической съемкой была охвачена вся площадь советского Копет-Дага. Результаты геолого-съёмочной работы сведены П. И. Калугиным по Центральному и Восточному Копет-Дагу и М. П. Сукачевой по западному Копет-Дагу.

Произведенные геолого-съёмочные работы, а также исследования других организаций значительно углубили наши знания по геологии этой горной системы. Особенно важны новые данные по тектонике, вопросы которой рассматриваются в статьях В. Н. Огнева (1937, 1939), В. П. Мирошниченко (1937, 1938), П. И. Калугина (1942, 1945) и Г. И. Каляева (1945, 1946). Морфологическое описание отдельных складок, которое мы видим в работах И. И. Никшича, сменяется здесь более углубленным структурным анализом, причем большое внимание уделяется выявлению характера и роли дизъюнктивных дислокаций.

Проводившимися одновременно с геологической съемкой гидрогеологическими исследованиями собран обширный материал по подземным водам Копет-Дага. Обобщение этого материала, произведенное П. И. Калугиным, показало важную гидрогеологическую роль дизъюнктивов и в особенности надвигов хребтов Передовой цепи (Копетдагской термальной зоны) как основного источника питания водоносных горизонтов предгорной равнины. Наличие вдоль подножия Передовой цепи и на предгорной равнине обильных пресных вод, питающихся из этого источника, установлено разведочными работами (П. И. Калугин, П. А. Панкратов, Б. Ф. Костин и др.).

Помимо геологической съемки, в Копет-Даге и других районах Туркменской ССР геологами различных научно-исследовательских учреждений производилось палеонтолого-стратиграфическое изучение слагающих эту горную систему осадочных толщ. Стратиграфия нижнего мела изучалась Н. П. Лупповым (1936, 1938) и А. Е. Глазуновой (1949а, б, 1952, 1953), верхнего мела — В. С. Глазуновым и М. М. Москвиным, палеогена — О. С. Вяловым (1945—1952), неогена — А. В. Дановым.

С 1940 г. Туркменским геологическим управлением были возобновлены работы по геологическому изучению жильных месторождений Западного Копет-Дага. Результаты этих работ были обобщены в 1945—1946 гг. Г. И. Каляевым, которым обстоятельно освещена геологическая структура области гидротермального оруденения и условия образования баритовых и витеритовых жил. Одновременно изучением минералогии жильных месторождений занимался от Туркменского филиала Академии наук СССР А. В. Сидоренко (1945—1947).

Обширный комплекс геологических работ проводился с 1940 г. в Гаурдак-Кугитанском районе. В этих работах, помимо Туркменского геологического управления, в 1940—1941 гг. участвовал и Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт. В течение 1940—1944 гг. в

этом районе было проведено детальное геологическое изучение соленосных структур (А. В. Данов, Н. П. Луппов, П. П. Чуенко, В. В. Воинов и др.), сопровождавшееся геофизическими исследованиями (А. М. Пылаев, П. М. Смелъницкий и др.) и разведочными работами на калийные соли (В. Е. Егоров, М. С. Банченко). Были проведены также геологосъемочные и поисковые работы в области развития жильных месторождений Кугитангтау (Г. Б. Дехтерев, Г. Я. Крымгольц, В. П. Мирошниченко, И. А. Грибова, К. Е. Дунаева-Мирович и др.). Эти работы значительно обогатили наши знания по геологии и минеральным ресурсам этого очень сложного в тектоническом отношении и богатого полезными ископаемыми района. Крупное значение для понимания геологического строения района имели результаты проводившегося в 1940—1943 гг. глубокого бурения в Гаурдаке, где скважиной, доведенной до палеозоя, вскрыт разрез юрских отложений Гаурдакской антиклинали.

Необходимо отметить также работы, проведенные в 1941—1942 гг. в Питнякском районе (Г. Я. Крымгольц, Е. А. Худобина), где была закончена детальная геологическая съемка антиклинальных складок, начатая в 1934—1935 гг. А. И. Смолко.

В 1942—1946 гг. геологической съемкой в масштабе 1 : 100 000, проводившейся Туркменским геологическим управлением, была охвачена значительная часть Красноводского полуострова (В. В. Шумов, Н. П. Луппов, Е. А. Худобина, Л. В. Неронова). Из результатов этих исследований важно отметить открытие здесь осадков апшеронского и бакинского ярусов (А. П. Ильина, Н. П. Луппов, Л. В. Неронова) и особенно освещения геологического строения Куба-Дага и прилегающих к нему массивов изверженных пород (Н. П. Луппов, Е. А. Худобина), о которых до этого времени имелись весьма неотчетливые представления.

Детальные гидрогеологические работы, произведенные в 1941—1943 гг. тем же управлением в западной части Красноводского полуострова (В. В. Майвальд, Г. Я. Рябчинский) и экспедицией Центроспецстройпроекта у южного подножия Большого Балхана (Б. Ф. Костин), выявили наличие здесь питьевых грунтовых вод, имеющих большое значение для водоснабжения населенных пунктов Западной Туркмении.

Изучением морских четвертичных отложений западных районов Туркменской ССР в 1943—1945 гг. по заданию Туркменского геологического управления занимался П. В. Федоров (1945—1948), исследования которого внесли существенно новые данные по истории геологического развития прилегающих к Каспийскому морю районов в четвертичном периоде. Следует отметить, что при изучении четвертичных отложений Туркменской ССР в военные годы был сделан первый опыт совместной работы геологов и археологов (В. В. Шумов, П. В. Федоров, А. А. Марущенко).

На территории Прикаспийской низменности после 1937 г. Средне-Азиатским геофизическим трестом проводились геофизические исследования, имевшие целью освещение глубинной тектоники нефтеносной площади. Комплексное проведение этих работ и, в частности, начатое еще в предвоенные годы применение сейсмических методов разведки позволило осветить характерные черты погребенных антиклинальных структур, недоступных для изучения геологическими методами (Ф. А. Арест, А. М. Ивогин, В. Ф. Божко, А. Н. Романюк и др.). С распространением этих исследований на обширную площадь были сделаны первые попытки расшифровки глубинного строения всей Прикаспийской низменности (Халтурин, 1948; Годин, 1944).

С 1941 г. Ленинградским нефтяным институтом на п-ове Челекен проводилась детальная геологическая съемка, сопровождавшаяся петрографическими и микропалеонтологическими исследованиями, и изучалась геохимия озокеритовых месторождений.

Обширная территория Центральных и Юго-Восточных Каракумов изучалась в предвоенные и военные годы преимущественно в гидрогеологическом отношении; в этих исследованиях участвовали Академия наук СССР и ее Туркменский филиал, Туркменское геологическое управление и другие организации. Наибольшее значение имеют исследования В. Н. Кунина (1945—1948), который в течение 1940—1944 гг. проделал огромную работу по систематизации и анализу обширного материала по подземным водам Каракумов, в результате чего им были получены важные выводы о происхождении этих вод, направлении подземных потоков и закономерностях изменения их солевого состава.

Необходимо отметить гидрогеологическую съемку, проводившуюся начиная с 1940 г. Туркменским геологическим управлением в Юго-Восточных Каракумах, Бадхызе и Карабиле (И. А. Котельников, В. Г. Сальков, В. В. Шумов), при которой был собран большой материал по подземным водам этой крайне слабо обеспеченной водой части Туркменской ССР.

Большое значение для понимания геологического строения Северных Каракумов имело бурение, проведенное в 1941—1942 гг. Туркменским геологическим управлением в районе Серных бугров, которое позволило установить наличие в этом районе погребенной антиклинальной структуры (Луппов, 1945б, в).

В 1939—1940 гг. тем же управлением были начаты полевые геологические исследования в северных и центральных районах страны с целью сбора недостающего материала для составления геологической карты масштаба 1 : 1 000 000. Значительное развитие эти исследования получили в 1944 г., когда Н. П. Лупповым при участии П. В. Шишкина была обследована обширная территория, входящая в площадь листа К—40 (Луппов, 1946—1948), а В. В. Шумовым и М. А. Шуршалиной (1947, 1949) при участии Е. Г. Зендриковой, Т. Г. Гусевой и др. обследованы восточные районы Каракумов, входящие в площадь листа J—41. Проведенные исследования осветили строение наименее изученных в геологическом отношении площадей закаспийских пустынь.

Полученные материалы, а также накопленные к этому времени сведения по остальной части Туркменской ССР дали возможность составить геологическую карту масштаба 1 : 1 000 000 для всей территории Туркменистана. Листы этой карты были опубликованы частью в 1940—1941 гг., но главным образом в 1946—1949 гг.; в составлении их участвовали К. П. Қалицкий, П. И. Қалугин, В. Н. Кунин, Н. П. Луппов, А. П. Марковский, Б. Б. Митгарц, В. В. Мокринский, В. Б. Порфирьев, В. В. Шумов и М. А. Шуршалина.

В 1943—1946 гг. Туркменским геологическим управлением была проведена и другая обобщающая работа, а именно составление гидрогеологических карт и сводных гидрогеологических очерков для различных районов Туркменской ССР. В составлении этих карт и очерков участвовали П. П. Борисов, П. И. Калугин, И. А. Котельников, Н. Кульджаев, Г. Я. Крымгольд, Л. В. Неронова, П. А. Панкратов, В. Б. Чистозвонова и П. В. Шишкин.

При полевых геологических исследованиях в 1944—1945 гг. в северных районах Туркменской ССР (Н. П. Луппов, П. В. Шишкин) и на Прикаспийской равнине (П. В. Федоров) впервые стали использоваться в ка-

честве основного средства передвижения самолеты. Это дало возможность быстро охватывать исследованиями обширную площадь и посещать наименее доступные участки в центральных районах закаспийских пустынь. Более широкое применение авиации при геологических исследованиях на территории Туркменской ССР началось в послевоенный период.

В послевоенные годы исследовательские работы, связанные с изучением геологического строения и минеральных ресурсов территории Туркменской ССР, приняли весьма широкий размах. Помимо местных организаций, в этих работах приняли большое участие центральные организации и научно-исследовательские институты Академии наук СССР, Министерства геологии, Министерства нефтяной промышленности, Министерства химической промышленности и других ведомств.

Дать общий обзор всех произведившихся в послевоенные годы геологических исследований в настоящем очерке не представляется возможным. Поэтому мы ограничимся здесь обзором основных направлений исследований и главнейших полученных результатов, не останавливаясь, за отдельными исключениями, на конкретной роли тех или иных экспедиций или отдельных исследователей.

Одна из наиболее характерных особенностей послевоенного периода исследований — широкий охват геолого-съёмочными, геофизическими, гидрогеологическими и другими видами исследовательских работ территории Каракумов и прилегающих к ним равнинных областей.

В области геологической съёмки наибольшая роль в послевоенные годы принадлежала Всесоюзному аэрогеологическому тресту, работы которого проводились с широким применением авиации как для производства аэросъёмки, так и в качестве транспорта, позволяющего осуществлять быструю связь между удаленными участками исследуемой территории. В 1946 г. геологической съёмкой, проводившейся указанным трестом совместно с Всесоюзным научно-исследовательским геологическим институтом (ВСЕГЕИ), была охвачена обширная территория в приамударьинской части Туркменской ССР и смежных областях Узбекской ССР от Чарджоу до Аральского моря (П. П. Чуенко, А. И. Смолко, А. А. Ямнов, М. К. Граве).

В последующие годы (1947—1950 гг.), в связи с проектированием строительства Каракумского канала, геолого-съёмочные работы, проводившиеся Всесоюзным аэрогеологическим трестом, распространились на часть Юго-Восточных Каракумов, дельты Мургаба и Теджена и предгорную равнину Копет-Дага (А. А. Ямнов, М. К. Граве, Б. З. Урецкий и др.). Наконец, в 1951—1953 гг., в связи с проектированием Главного Туркменского канала, геологической съёмкой, проводившейся тем же трестом, была охвачена обширная территория от низовьев Аму-Дарьи до подножия северо-западного окончания Копет-Дага и Малого Балхана (А. А. Ямнов, М. И. Соколов, Б. З. Урецкий, Л. П. Копаевич, В. В. Прусов и др.).

Все указанные геолого-съёмочные работы сопровождались геоморфологическими исследованиями. В результате их были значительно расширены наши знания о геологическом строении, истории геологического развития и происхождении рельефа равнинных пространств северных, центральных и восточных районов Туркменской ССР и составлены геологические и геоморфологические карты для разных районов в масштабе от 1 : 50 000 до 1 : 500 000 (Ямнов, 1950; Ямнов и Кунин, 1953). Одним из наиболее важных результатов рассматриваемых исследований было то, что они дали обширный материал, существенно дополняющий и уточняющий наши представления о новейшей (плиоценовой и четвертичной)

истории Каракумов и прилегающих к ним территорий. Исследованиями экспедиции Всесоюзного аэрогеологического треста и одновременно производившимися геоморфологическими (А. С. Кесь, Б. А. Федорович) и археологическими исследованиями (С. П. Толстов) Арало-Каспийской экспедиции Академии наук СССР, внесены важные коррективы в наши представления о последних этапах истории Аму-Дарьи, Сарыкамышы и Узбоя (Ямнов, 1953; Ямнов и Кунин, 1953; Толстов, Кесь и Жданко, 1954).

В 1949 г. Туркменским геологическим управлением начата геологическая съемка Туаркырского угленосного района (В. С. Курбатов, М. П. Сукачева и др.). Для этого района впервые составлена достаточно точная геологическая карта и значительно пополнены наши знания по стратиграфии и тектонике юрских и доюрских отложений, в частности необходимо отметить открытие ранее неизвестных в Туркмении морских триасовых отложений (Кипарисова и Курбатов, 1952).

В 1950—1951 гг. геолого-съемочными работами были охвачены также Кугитангтау и прилегающие к нему районы, в результате чего были получены некоторые новые данные по строению палеозойского ядра антиклинали (А. К. Преображенский).

Одновременно с геолого-съемочными работами, давшими большой материал по стратиграфии осадочных толщ, в тех же и других районах Туркменской ССР различными организациями производились специальные стратиграфические исследования. В первую очередь необходимо отметить работы по изучению стратиграфии третичных отложений в северных районах. Исследованиями А. Г. Эберзина (1952), Р. Л. Мерклина (1953) и Л. А. Невесской значительно расширены и пополнены знания по стратиграфии и палеогеографии неогена, а В. Т. Балахматовой дано расчленение палеогеновых отложений на основании изучения микрофауны. При этих исследованиях широко использовались материалы буровых работ, производившихся в северных районах Туркменской ССР при геолого-съемочных и гидрогеологических работах.

На территории Прикаспийской низменности работами А. А. Али-Заде (1952, 1953), Г. И. Попова (1951, 1952), А. И. Смолко, А. В. Данова и др. впервые после работ В. Н. Вебера и К. П. Калицкого внесены существенные уточнения в стратиграфию нефтеносных неогеновых отложений и освещены их фациальные особенности. Отметим также работы по изучению стратиграфии меловых отложений Гаурдак-Кугитангского района, производившиеся С. Н. Симаковым и позднее Н. П. Лупповым и Н. Н. Бобковой, позволившие детально расчленить эти отложения и установить точный возраст выделяемых подразделений. Интересные данные в отношении минералогического состава и генезиса каракумских песков и геохимических процессов в пустыне Каракумы получены в результате исследований А. В. Сидоренко (1950 а, б, 1952 б, 1953).

Широко развернулись в послевоенные годы геофизические исследования. Проводившиеся еще в предыдущие годы работы Средне-Азиатского геофизического треста Министерства нефтяной промышленности приняли после 1945 г. особенно широкий размах. Ими была охвачена в той или иной степени вся площадь, расположенная между западными отрогами Копет-Дага, Большим Балханом и побережьем Каспийского моря (Ю. Н. Годин, Ф. А. Арест, А. И. Гершанок, И. К. Туезов и др.). Обобщение и геологическая интерпретация накопленного материала позволили Ю. Н. Годину впервые дать достаточно обоснованную схему глубинной структуры этой территории. С 1946 г. работы указанного треста были рас-

пространены и на зону предгорного прогиба к северу от Копет-Дага (Ф. А. Арест, П. М. Тиханов).

Более широкий охват геофизическими работами территории, расположенной вне пределов Прикаспийской низменности, начался с 1951 г., когда они распространились на обширную площадь от западного окончания Копет-Дага и Большого Балхана на юго-западе до низовьев Аму-Дарьи на северо-востоке. В этих исследованиях, помимо указанного треста (Ю. Н. Годин, Ф. А. Арест, К. А. Косовский, П. М. Тиханов, Н. В. Эпштейн и др.), приняли участие и геофизические организации Министерства геологии (П. А. Виноградов, Д. П. Касаткин, З. А. Макарова и др.). Результаты этих исследований дали ценный материал для понимания глубинной структуры указанной территории и в особенности структуры западной части Каракумов и выяснения соотношения складчатых сооружений Копет-Дага, обоих Балханов и Туаркыра.

Большие работы были проведены в послевоенные годы по изучению сейсмичности территории Туркменской ССР. В первую очередь необходимо указать работы Г. П. Горшкова (1941, 1945, 19476), собравшего и систематизировавшего обширный материал по землетрясениям, происшедшим на территории Туркмении. В 1948 г. в Ашхабаде была организована сейсмическая станция. Детальное изучение проявления катастрофического Ашхабадского землетрясения 1948 г. (Бончковский, 1948; Горшков, 1949; Леонтьев, 1953) и специальные работы по изучению сейсмичности районов, прилегающих к северо-западному окончанию Копет-Дага и Большого Балхана (Резанов, 1953; Петрушевский, Резанов и Растворова, 1954), дали обширный материал по сейсмичности западных и южных районов Туркмении и ее связи с тектоническими структурами. Эти исследования, а также проводившиеся в то же время специальные работы по изучению новейших тектонических движений (Д. А. Туголесов, В. П. Мирошниченко и др.) дали ценный материал для суждения о современных тектонических процессах на территории Туркмении.

В области гидрогеологии и инженерной геологии наибольшее значение имеют проводившиеся начиная с 1947 г. Туркменским геологическим управлением совместно с Всесоюзным институтом гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО) исследования, связанные с выяснением гидрогеологических и инженерно-геологических условий строительства крупных каналов через пустыню Каракумы (Каракумский канал, Главный Туркменский канал). Они производились в 1947—1950 гг. в Юго-Восточных Каракумах и вдоль предгорной равнины Копет-Дага (В. Л. Дубровкин, Л. Ф. Ильин, В. А. Матвеев, С. И. Рыбаков и др.), а в 1951—1953 гг. — в Кунядарьинской дельте Аму-Дарьи, по Узбою и в западной части Низменных Каракумов (В. Л. Дубровкин, К. Н. Иомудский, Г. Я. Рябчинский, М. С. Салмин и др.). Эти исследования сопровождались большим объемом буровых, шурфовых и опытных гидрогеологических работ. Они положили начало углубленному региональному изучению подземных вод и инженерно-геологических условий обширных туркменских равнин.

Более детальные гидрогеологические и инженерно-геологические исследования в ирригационных целях проводились в те же годы в дельте Аму-Дарьи Узбекской гидрогеологической экспедицией (В. В. Толоконников, Л. И. Кванина и др.) и экспедициями Гидропроекта (В. Е. Сатин, А. А. Алексин и др.) в низовьях Аму-Дарьи и на Узбое.

Из других работ гидрогеологического характера отметим проводившиеся в 1949—1950 гг. Туркменским геологическим управлением исследова-

вания в Туаркыре (С. В. Кореннова, Л. В. Неронова), значительно пополнившие наши знания о подземных водах этого района.

Большие работы производились на территории Туркменской ССР в послевоенные годы по изучению полезных ископаемых. При этом были получены новые данные и по геологическому строению отдельных районов.

На площади Прикаспийской низменности, помимо уже отмеченных выше стратиграфических исследований, в широком масштабе производились работы по изучению геологического строения и разведке нефтеносных антиклинальных структур. В этих работах принимали участие геологи Всесоюзного нефтяного института (А. В. Данов, Г. В. Шведов, С. И. Зеленский), Института геологии Академии наук Туркменской ССР (А. А. Али-Заде, М. Эсенов), филиала Азербайджанского нефтяного института (А. И. Смолко, Л. П. Маркова), объединения Туркменнефть (В. В. Денисевич, К. К. Бабенко, В. В. Семенович, И. Н. Алифан и др.). Ценный материал для суждения о характере скрытых на глубине нефтеносных неогеновых отложений дали результаты бурения глубоких опорных скважин, керновый материал которых изучался в петрографическом (В. А. Атанасьянц) и микропалеонтологическом (Н. К. Быкова, М. И. Мандельштам) отношениях. Одна из этих скважин впервые прошла всю красноцветную толщу и углубилась в подстилающие ее породы. Крупным успехом геологов-нефтяников было открытие нового промышленного нефтяного месторождения — Кумдагского.

На востоке республики, начиная с 1946 г., работы по выявлению перспектив нефтеносности проводились трестом Средазнефтеразведка (К. А. Сотириади, Ким Бен Чан и др.). С 1951 г. указанным трестом начато бурение глубоких опорных и разведочных скважин на структурах Питнякской группы, давшее крайне интересный материал для суждения о глубинном строении района и выявившее здесь конкретные признаки нефтеносности.

С 1949 г. параллельно с геологической съемкой Туаркырского района возобновились работы по изучению его угленосности, выполнявшиеся Туркменским геологическим управлением (В. С. Курбатов, В. Ф. Людвиг), а с 1951 г. также Институтом геологии Академии наук Туркменской ССР (К. Машрыков). Эти исследования, сопровождавшиеся буровыми работами, дали большой материал, освещающий строение юрской толщи и ее угленосность, и выявили в ряде пунктов глубину залегания и характер подстилающего субстрата.

С 1945 г. широко развернулись работы по изучению и разведке залежей калийных солей и рудных месторождений в Гаурдак-Кугитангском районе. Эти работы, проводившиеся Туркменским и отчасти Узбекским геологическими управлениями при участии Института геологии Академии наук Узбекской ССР (Н. П. Петров, М. С. Банченко, В. И. Бирюков и др.), дали важные практические результаты в отношении промышленной ценности указанных полезных ископаемых и одновременно выявили новые геологические данные, существенно дополнившие наши знания о геологическом строении района.

В 1950—1952 гг. организациями Министерства химической промышленности проведены ревизионные работы на Гаурдакском и Каракумском серных месторождениях, позволившие наметить дальнейшие перспективы освоения этих месторождений (А. С. Соколов, В. Н. Смирнова).

Многочетные работы, проводившиеся Всесоюзным институтом галургии и другими организациями Министерства химической промышленности и Академии наук СССР на Кара-Богаз-Голе (Я. Б. Блюмберг, В. С. Его-

ров, В. И. Николаев, А. Д. Пельш, М. Ю. Гаркави, Л. В. Еловская и др.), способствовали дальнейшему освоению сырьевых ресурсов этого залива в условиях значительного понижения его уровня и увеличения солености его вод. При этом были поставлены проблемы использования, помимо сульфата натрия, других солей карабогазской рапы, а также донных залежей солей.

Институтом геологии Академии наук Туркменской ССР в военные и послевоенные годы проводилась работа по изучению различных строительных материалов. Сводка имеющихся данных по этим видам минерального сырья составлена Ю. Б. Айзенбергом (1951). В 1946—1953 гг. работы по изучению строительных материалов в низовьях Аму-Дарьи, в районах Копет-Дага и Большого Балхана, у Красноводска и в некоторых других районах производились Туркменским геологическим управлением, экспедицией Всесоюзного аэрогеологического треста и некоторыми другими организациями.

Помимо указанных исследований, на территории Туркменской ССР в послевоенные годы различными организациями производились и многие другие работы, в той или иной степени связанные с изучением геологического строения, геологических процессов и минеральных ресурсов Туркменской ССР. Останавливаться на них в настоящем очерке не представляется возможным. Наиболее важные результаты этих исследований по возможности использованы в статьях, входящих в данный том.

Заканчивая очерк истории геологического изучения территории Туркменской ССР, необходимо кратко охарактеризовать современное состояние ее изученности и наметить задачи дальнейших исследований.

Вся территория Туркменской ССР охвачена изданными в 1941—1949 гг. листами государственной геологической карты СССР в масштабе 1 : 1 000 000. Некоторые из листов этой карты, относящиеся к территории Туркмении, уже устарели и нуждаются в переиздании. В 1948 г. опубликована первая сводная карта республики в масштабе 1 : 2 000 000. Второе, исправленное по новым данным, издание этой карты приложено к данному тому.

Более детальные карты охватывают лишь отдельные части Туркменской ССР. Большие площади на севере и западе республики имеют геологические карты в масштабах 1 : 200 000 и 1 : 100 000. Отдельные, наиболее важные в практическом отношении участки различных частей республики охвачены более детальными съемками в масштабе от 1 : 50 000 до 1 : 10 000.

Стратиграфия, палеонтология и литология дочетвертичных отложений. Трудami большого коллектива геологов общие черты стратиграфии осадочных толщ, развитых на территории Туркменской ССР, их распространение и основные фациальные особенности составляющих их стратиграфических комплексов более или менее выяснены. В многочисленных опубликованных и неопубликованных работах различных авторов содержится в одних более обстоятельная, в других весьма схематичная характеристика стратиграфии и литологии отложений, развитых на площади того или иного района. В ряде работ рассматриваются общие вопросы стратиграфии и палеогеографии всей республики или отдельных ее частей для того или иного отрезка геологического времени. Однако специальных стратиграфических исследований производилось недостаточно, в результате чего детальность стратиграфического расчленения нередко не отвечает задачам геологического картирования.

а в отношении возраста осадочных толщ и корреляции отложений различных районов имеется много нерешенных вопросов.

Детальность стратиграфического расчленения для разных стратиграфических комплексов весьма неодинакова. Если для части нижнего мела нередко удается выделять палеонтологические зоны, то для верхнего мела и юры обоснованное выделение ярусов не всегда возможно, для палеогена до сих пор нет единой стратиграфической схемы, а для палеозойских отложений даже принадлежность их к той или иной системе не во всех случаях установлена. Особенно отстают палеонтологические исследования. Можно указать лишь немногие работы, содержащие описания и изображения остатков ископаемых организмов из осадочных толщ, развитых на территории Туркменской ССР. В результате имеющиеся стратиграфические схемы в значительной степени базируются на предварительных и, следовательно, ненадежных определениях органических остатков. Слабо изучена также литология большей части отложений, слагающих территорию республики, что затрудняет выяснение условий образования осадочных толщ и установление закономерностей их фациальной изменчивости, а также условий образования и закономерностей размещения на площади связанных с ними полезных ископаемых.

Очередными задачами исследований являются:

а) установление возраста и стратиграфических соотношений палеозойских отложений;

б) разработка или уточнение стратиграфии мезозойских, палеогеновых и морских неогеновых отложений на основе детального палеонтологического изучения и описания содержащихся в них органических остатков;

в) разработка стратиграфии и выяснение генезиса третичных континентальных толщ и их соотношений с отложениями морского происхождения;

г) выяснение условий образования и закономерностей фациальной изменчивости отложений на основе детальных литолого-фациальных исследований.

Стратиграфия и генезис четвертичных отложений и геоморфология. В отношении изучения четвертичных отложений и геоморфологии за последние 20 лет достигнуты значительные успехи. Работами И. П. Герасимова, Б. А. Федоровича, А. С. Кесь, В. Н. Кунина, П. В. Федорова, А. А. Ямнова и др. освещены основные черты осадконакопления, палеогеографии и процессов рельефообразования на территории республики в четвертичное время. Однако в отношении корреляции отложений в различных частях республики и соотношения во времени геологических процессов, происходивших в разных районах, а также в отношении генезиса тех или иных образований имеется еще много неразрешенных вопросов. Особенно это относится к ранним этапам четвертичной истории Туркмении. Слабо изученными остаются четвертичные отложения и геоморфология горных областей. Поэтому реконструкция палеогеографических условий рассматриваемой территории и последовательности их изменений в течение четвертичного времени связана со значительными трудностями.

Очередными задачами исследований являются:

а) дальнейшая разработка стратиграфии морских и континентальных отложений равнинных областей и корреляция отложений различных районов;

- б) изучение четвертичных отложений горных областей и их соотношений с отложениями равнин;
- в) изучение фауны морских, озерных и наземных отложений и ее изменения во времени;
- г) дальнейшее изучение геоморфологических особенностей территории, в особенности горных областей;
- д) разработка вопросов соотношения во времени процессов седиментации и рельефообразования в различных частях республики и их зависимости от климатических условий и тектонических движений в различные моменты четвертичного периода.

Вулканизм. Выходы пород магматического происхождения известны в настоящее время в ряде районов Туркменской ССР. Петрографически они изучены еще недостаточно, а возраст большей части этих пород и их соотношение с породами осадочного происхождения до сих пор точно не установлены.

Задачами дальнейших исследований являются: а) детальное петрографическое изучение магматических пород во всех их выходах; б) выяснение соотношений этих пород между собой и с породами осадочного происхождения; г) установление их возраста.

Тектоника и сейсмичность. Работами большого коллектива геологов освещены основные черты тектоники районов, где дислоцированные отложения непосредственно обнажаются на поверхности. Для отдельных районов, в особенности для Копет-Дага, в ряде опубликованных статей сделаны попытки структурного анализа и выяснения закономерностей формирования тех или иных тектонических форм, однако такие исследования еще не получили должного развития. Для территории Прикаспийской низменности и частично для некоторых других областей, сложенных с поверхности недислоцированными молодыми отложениями, характер глубинной структуры в той или иной мере освещен геофизическими исследованиями. Важный материал для понимания тектонической структуры равнинных областей дали глубокие буровые скважины, пока еще весьма немногочисленные. Значительная часть равнинной территории в тектоническом отношении остается совершенно неизученной.

В ряде опубликованных работ рассматриваются общие вопросы геотектонического районирования и соотношения платформенной и геосинклинальной областей на территории Туркменской ССР и ее положения в Альпийской геосинклинальной зоне. Однако ввиду недостаточности фактических данных высказываемые соображения большей частью не выходят за рамки гипотетических.

Работы по изучению сейсмичности стали проводиться в сколько-нибудь значительном объеме лишь в послевоенные годы, особенно после Ашхабадского землетрясения. В этом отношении сделаны лишь первые шаги, дающие предварительные наброски в отношении связи сейсмичности отдельных районов с тектоническими структурами. Также только в самое последнее время обращено серьезное внимание на изучение современных тектонических движений.

Очередными задачами в отношении изучения тектоники являются:

- а) структурно-фациальный анализ горных областей с целью выяснения истории их геотектонического развития;
- б) углубленное изучение конкретных структурных форм и их роли в отношении циркуляции подземных вод и образования тех или иных полезных ископаемых, в первую очередь нефтяных и рудных месторождений;
- в) изучение глубинной структуры всей территории равнинных обла-

стей на основе широкого охвата их полным комплексом геофизических исследований и структурным бурением;

г) более широкая постановка сейсмо-тектонических исследований, а также работ по изучению современных тектонических движений.

Из изложенного видно, что, несмотря на весьма крупные успехи в деле геологического изучения Туркменской ССР, территория республики изучена еще недостаточно и перед геологами стоят большие задачи по дальнейшему изучению ее геологического строения, выявлению и изучению минеральных ресурсов и по установлению закономерностей пространственного распределения на площади полезных ископаемых.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Территория Туркменской ССР в физико-географическом отношении весьма своеобразна. Физико-географические особенности ее обуславливаются отчасти географическим положением как самой южной республики в Советском Союзе, а главным образом резкой континентальностью ее климата с большим дефицитом влаги и высокими летними температурами. Печать пустыни лежит на ландшафтах всей страны, будь это плато Устюрт, дёски Каракумы или горы Копет-Дага.

Реки, протекая через туркменские земли, не меняют пустынного пейзажа окружающих равнин, оживляя только неширокую полосу в поймах их долин. Даже влияние Каспийского моря на ландшафты восточного побережья ничтожно, и они здесь так же сухи, суровы и пустынны, как и в более удаленных от берегов частях республики. Зеленые оазисы с густым населением, оживленными городами, большими садами и полями — это уже плод хозяйственной деятельности человека, в течение долгого времени боровшегося с пустыней и отвоевавшего у нее значительные участки, орошенные речными водами, стекающими с гор. Естественные оазисы, приуроченные к выходам грунтовых вод, сравнительно редки и невелики. Они по своим размерам значительно уступают искусственным оазисам, созданным человеком, и в настоящее время в значительной степени включены в площади последних.

Вся территория Туркменской ССР лежит в пределах зоны пустынь умеренного пояса, севернее которой располагается зона полупустынь. В географическом отношении вся равнинная часть республики относится к Туранской низменности, в пределах которой Л. С. Берг (1938) различает три подзоны пустынь (с севера на юг):

- 1) северные третичные плато, переходящие на севере в зону полупустынь;
- 2) подзона песчаных пустынь;
- 3) подзона лёссовых предгорных равнин.

Все эти три подзоны хорошо развиты в Туркмении, где, кроме того, самый юг страны, граничащий с Ираном и Афганистаном, занят горами Копет-Дага. К первой подзоне в пределах Туркменской ССР относятся южные оконечности Устюрта и Мангышлака, Красноводское плато. К подзоне песчаных пустынь относится наша самая обширная песчаная пустыня — Туркменские или Закаспийские Каракумы. Лёссовые предгорные равнины хорошо развиты вдоль всего северного подножья Копет-Дага. Копетдагские горы также сильно опустынены, но все же характеризуются свойственной горам вертикальной зональностью.

РЕЛЬЕФ

Более трех четвертей поверхности Туркменской ССР занято равнинами. Только по южной окраине да небольшими островными горами на западе протянулись возвышенности и горы (рис. 2 и 3). Они нигде не поднимаются до снеговой линии и даже в ледниковый период не подвергались оледенению. Абсолютные высотные отметки на территории Туркмении колеблются в пределах от плюс 3137 м в горах Кугитангтау до минус 92 м во впадине Ахчакая у северо-западной окраины Заунгузских Каракумов. Таким образом, гипсометрическая амплитуда равна 3229 м. Столь большая амплитуда все же не приводит к резкому изменению ландшафтов по вертикали. Объясняется это тем, что наименьшие высоты характерны для севера и запада страны, а наибольшие приурочены к югу и востоку, где влияние увеличивающихся к югу сухости и температур сильно замедляет переход одного пояса в другой.

Большая часть туркменских равнин лежит в пределах высот 50—200 м. Только Прикаспийская низменность и дно некоторых впадин располагаются ниже указанной ступени, а восточная и юго-восточная части Каракумов и отдельные участки Красноводского плато и Устюрта — выше. В целом равнины Туркмении имеют уклон с юга на север и с востока на запад (рис. 2).

Главные горы Туркмении по высоте превышают 1500 м. Так, Большой Балхан поднимается до 1880 м, в Копет-Даге гора Чапан к юго-западу от Ашхабада имеет высоту 2872 м, а пограничный с Узбекистаном хребет Кугитангтау поднимается до 3137 м. Остальные горы и возвышенности (Малый Балхан, Карабиль и др.) нигде не достигают высоты 1000 м. Таким образом, горы Туркмении могут быть отнесены к средневысотным.

Копет-Даг представляет собой северную горную цепь Туркмено-Хорасанской горной системы, Он протягивается вдоль южной границы Туркменской ССР на протяжении около 500 км между меридианами Казанджика и Теджена. На территории Туркмении лежит северная часть Копет-Дага, ширина которой на востоке не превышает 10 км, в Центральном Копет-Даге равна 25—50 км, на западе достигает 100—120 км. Южная часть Копет-Дага и почти весь восточный его конец лежат на территории Ирана. В пределах Туркменской ССР Копет-Даг состоит из ряда отдельных хребтов, известных под разными названиями. Большая часть хребтов имеет антиклинальное строение и сложена меловыми отложениями. Обнаженность всюду очень хорошая.

Вдоль всего Копет-Дага с северо-запада на юго-восток протягивается цепь передовых хребтов (Передовая цепь) с высотами от 700 до 2000 м. Склоны хребтов несимметричны: южные обычно более пологие, северные — почти везде крутые, нередко образуют вертикальные и ступенчатые обрывы высотой до 250—300 м. Передовая цепь рассекается поперечными долинами и ущельями, по которым стекают на равнину горные реки.

К югу от Передовой цепи в Центральном Копет-Даге поднимается вдоль границы горная цепь, в составе которой первое место по величине занимает мощный массив Гауданского хребта с высшей точкой 2895 м, лежащей в 0,5 км к югу от границы, в пределах Ирана. Западнее ст. Арчман между Передовой цепью и границей вытянуты в широтном и запад-юго-западном направлении три параллельные цепи гор, разделенные продольными долинами, по которым текут реки Сумбар и Чандыр.

¹ Описание горного рельефа Копет-Дага составлено П. И. Калугиным, Большого и Малого Балханов и гор Гаурдак-Кугитангского района — Н. П. Лупповым.

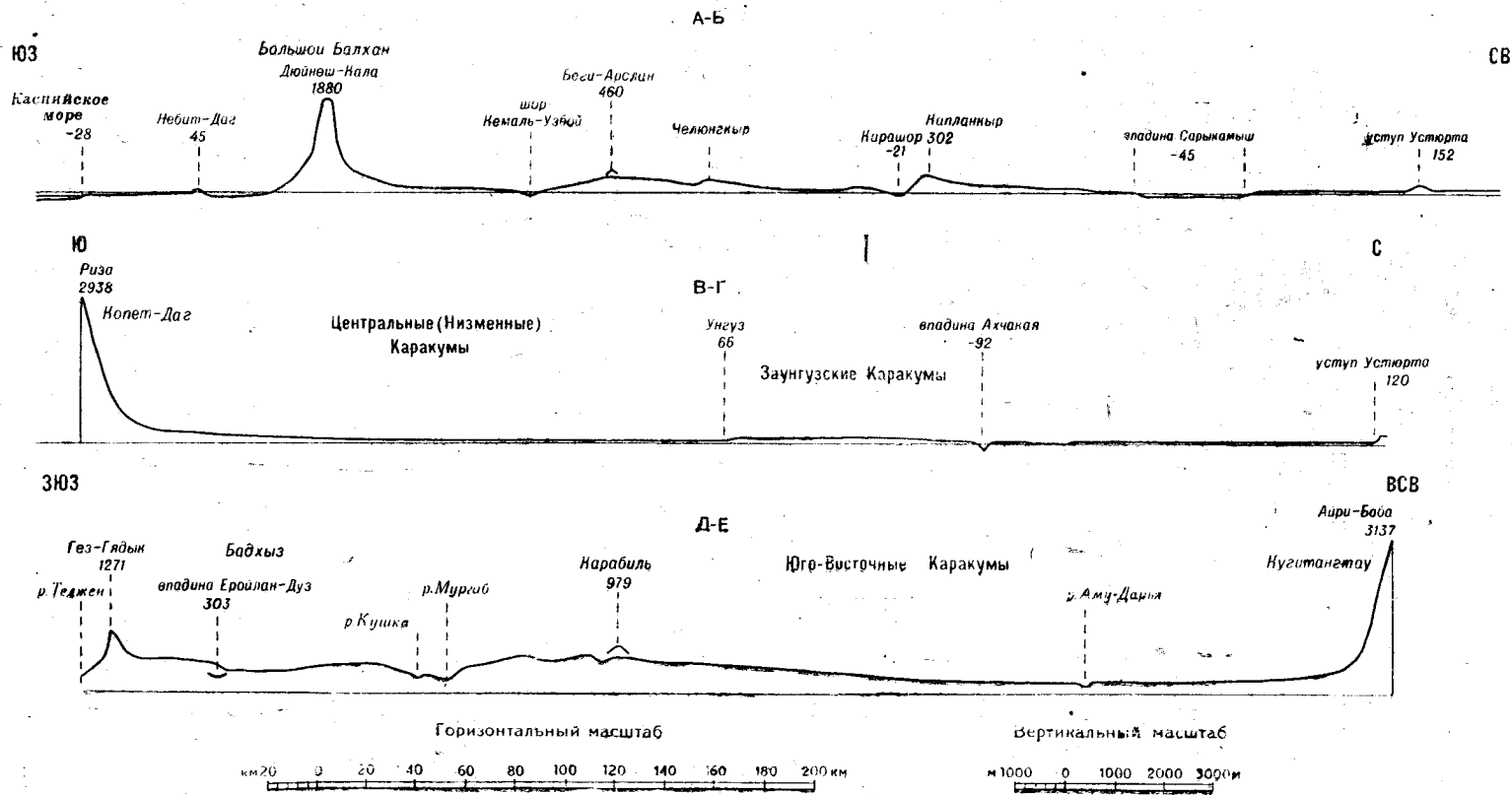


Рис. 3. Гипсометрические профили через территорию Туркменской ССР (см. рис. 4). Составил П. П. Померанцев
 А-Б—через северо-западные районы Туркмении (Каспийское море — Большой Балхан — Сарыкамышская впадина — Айбугир); В-Г—через центральные районы Туркмении (Копет-Даг — Унгуз — Ахчакая — Устюрт); Д-Е—через юго-восточные районы Туркмении (Бадхыз — Карабиль — Кугитангтау)

Еще западнее, к югу от Передовой цепи, расположена сильно пересеченная область мелких гор и грядовых возвышенностей, среди которой местами поднимаются более высокие хребты юго-западного простирания. Эта часть Копет-Дага сложена главным образом третичными отложениями.

С северной стороны Копет-Даг окаймляется предгорной наклонной равниной, очень важной в экономическом отношении. К ней приурочены основные поселения республики, ее столица Ашхабад (255 м над уровнем моря) и многочисленные земледельческие оазисы, орошаемые водами мелких копетдагских речек, родниковыми и кяризными водами. Предгорная равнина расположена на уровне от 300 до 50 м. Высотные отметки понижаются к западу. Равнина слабо расчленена. Овраги, русла, понижения хорошо заметны близ подошвы Копет-Дага и выполаживаются по мере удаления от гор.

Предгорная равнина сложена пролювием, в распределении которого есть определенная закономерность: грубый материал в виде галек и валунов концентрируется вблизи гор, а более мелкие фракции слагают основные площади равнины. Как правило, пролювий покрыт лёссом. Ширина предгорной равнины у Казанджика 16—17 км, у ст. Искандер 40 км, у Ашхабада 10—12 км. На севере предгорная полоса соприкасается с каракумскими песками; здесь граница ее не прямая, а образует ряд заливов, мысов и полузамкнутых котловин среди песков. Силевые воды, достигая этих котловин, на короткое время образуют озера. На фоне слабо покатой равнины выделяются редкие отдельные невысокие бугры, а также небольшие скопления песков барханных или бугристых, слабо закрепленных растительностью.

К северо-западу от Копет-Дага расположены изолированно стоящие горы — Большой и Малый Балханы.

Малый Балхан представляет собой небольшой антиклинальный горный хребет, вытянутый в направлении ЗЮЗ—ВСВ на протяжении около 30 км и сложенный меловыми и отчасти третичными отложениями. Хребет достигает 955 м абс. высоты и имеет несимметричное строение. Наиболее высокая часть хребта круто поднимается над прилегающей к нему с севера предгорной наклонной равниной, среди которой на некотором расстоянии от хребта возвышается небольшая гряда верхнетретичных пород. Южный склон хребта более растянут и состоит из нескольких моноклиналиных гряд, параллельных основному хребту. Оба склона расчленены густой сетью оврагов. С обеих сторон Малый Балхан ограничен понижениями (коридорами), по которым Прикаспийская низменность сообщается с равниной Центральных Каракумов.

Большой Балхан представляет собой более сложно построенную систему горных возвышенностей, расположенную к северу от железной дороги на участке между станциями Ахча-Куйма и Белек. В геологическом отношении он представляет собой размытую антиклиналь, ядро которой сложено юрскими, а крылья меловыми отложениями. Наибольшей высоты (до 1880 м) достигает собственно Большой Балхан — вытянутый в широтном направлении горный хребет, на севере ограниченный скалистым, местами отвесным обрывом, на юге спускающийся крутым извилистым уступом, а на западе заканчивающийся двумя отрогами — Шахлибурун и Лямабурун. Наклоненная к югу поверхность хребта глубоко расчленена густой сетью оврагов. Восточная часть Большого Балхана, известная под названием Секи-Даг, отличается меньшей высотой (1376 м) и меньшей крутизной северного склона, расчлененного короткими оврагами.

На севере к Большому Балхану примыкает узкая прямолинейная гряда Коша-Сейра-Порсук (Огланлинская гряда) запад-северо-западного простирания с максимальной высотой 811 м, прорезанная несколькими сквозными долинами. Между этой грядой и собственно Большим Балханом расположен пониженный участок с более мягкими формами рельефа, заканчивающийся на западе моноклиналинными грядами широтного простирания. Горная система окаймляется наклонной предгорной равниной, которая на юге сливается с Прикаспийской низменностью, а на севере, постепенно повышаясь к западу, переходит в Краснодарское плато.

Прикаспийская (Западно-Туркменская) низменность расположена к западу от Копет-Дага, на юг и юго-восток от Краснодарского и Балханского заливов и Большого Балхана. Высотные отметки здесь колеблются от $-27,6$ м¹ до +100 м. Прилегающий к низменности участок Каспийского моря очень мелководен. Десятиметровая изобата лежит здесь в 10—20 км от береговой линии. Море образует ряд заливов, полуостровов и островов и намывных песчаных кос. В результате современного понижения уровня Каспийского моря Балханский залив высох, а Челекен, еще недавно бывший островом, ныне соединился с материком и увеличился в размерах. Почти вся площадь низменности занята грядовыми и барханными песками, солончаками и такырами. На севере резко бросается в глаза платообразная вершина горы Небит-Даг (Нефте-Даг, 45 м), поднимающаяся среди огромного солончака Баба-Ходжа или Келькор, а также лежащие восточнее горы Монжуклы, Боя-Даг (134 м) и Сыртланли. На Челекене поднимается возвышенность Чохрак (92 м). Южнее выделяются немногочисленные грязевые сопки, на десятки метров поднимающиеся над окружающей их равниной. На юге низменности расположена дельта р. Атрек.

На востоке Прикаспийская низменность постепенно переходит в предгорья Копет-Дага, образуя полосу предгорной наклонной равнины в десятки километров шириной, которая изборождена сухими руслами силевых потоков.

Красноводский полуостров ограничен на западе Каспийским морем, на юге Краснодарским и ныне высохшим Балханским заливами, на севере заливом Кара-Богаз-Гол. Большая часть полуострова занята Краснодарским плато. Последнее не представляет собой поднятую на один гипсометрический уровень равнину, а характеризуется наличием котловин и останцовых возвышенностей. На дне котловин, относительная глубина которых достигает 50—70 м, как правило, имеются скопления песков. Средняя высота плато 200 м. Наивысшие точки на юге поднимаются до 320 м. На юге, юго-западе и севере плато обрывается высокими чинками (Кюрянын-Кюре на юге, Сары-Ченграк на севере), в которых наблюдается хорошая обнаженность слагающих плато третичных горных пород. На северо-западе поверхность плато постепенно спускается к приморской низменности, которая занимает западную окраину полуострова. Большая часть низменности покрыта грядово-котловинными песками Октум, а вдоль берега моря протягивается полоса солончаков. На юге низменность переходит в узкую и длинную Краснодарскую косу, отделяющую Краснодарский залив от Каспийского моря, а на севере — в аналогичную Южную Карабогазскую косу, отделяющую залив Кара-Богаз-Гол. У г. Красноводска к югу от Кюрянын-Кюре в широтном направлении протягивается узкая гряда Куба-Даг, крутой стеной обрывающаяся к берегу

¹ Современный уровень Каспийского моря

залива и сложенная юрскими и меловыми отложениями, а южнее, на вдающихся в залив полуостровах, поднимаются небольшие возвышенности Шах-Адам и Кара-Даг, состоящие из изверженных пород.

Туаркыр и соседние с ним районы — многообразная по своей орографии территория, расположенная между Красноводским полуостровом и заливом Кара-Богаз-Гол на западе, Устюртом на севере и Большим Балханом и Узбоем на юге и на юго-востоке. Наиболее сложным по рельефу является район Туаркыра (или Джанака), сложенный дислоцированными юрскими и меловыми породами. Здесь развиты узкие моноклиальные гряды, высокие крутые чинки, обычны замкнутые котловины и останцовые возвышенности. Горы Ирсарыбаба и Туаркыр превышают по высоте 300 м, а Беги-Арслан и Аккыр поднимаются до 400 м и выше. В пониженных местах высоты падают местами до 100 м и даже менее. Пески и солончаки занимают сравнительно небольшие участки, приуроченные к днищам замкнутых котловин. Обнаженность коренных пород хорошая и почти повсеместная.

К югу и востоку от Туаркырского района значительные площади заняты песками Чильмамед и Учтаган. Первые из них расположены между Туаркырским районом и Большим Балханом. Абсолютные высоты этих песков повышаются в северо-западном направлении от 0 до 200 м. Характерные формы песков Чильмамед — гряды и межгрядовые понижения, вытянутые с северо-запада на юго-восток. Относительная высота гряд 30—35 м, местами до 50 м. Такыры отсутствуют; только на самом востоке появляются небольшие затакыренные участки. Этот песчаный массив окаймляется с северо-востока понижением — Кемаль-Узбойским солончаком, представлявшим собой в прошлом залив хвалынского моря.

Второй песчаный массив — Учтаган — лежит к востоку от Туаркыра, от которого его отделяет плато Челюнкыр. Абсолютные высоты поднимаются к северо-западу от 22 до 120 м. Рельеф здесь выражен чередованием высоких гряд с большими долинообразными котловинами, заполненными мелкогрядовыми песками. Ориентировка главных гряд с северо-запада на юго-восток 20—25°. В некоторых местах из-под песков обнажаются породы заунгузской континентальной свиты и миоцена.

Между песками Учтаган и плато Капланкыр, которое является южным отрогом Устюрта, находится глубокая депрессия, вытянутая в направлении с северо-запада на юго-восток. Дно этой депрессии лежит на уровне от —19 до +20 м и занято огромным солончаком Карашор, длина которого достигает 100 км. На западе солончак окаймлен террасой высотой около 10 м. К северо-западу от Карашора расположена котловина Кум-Себшен, дно которой занято песками и солончаком и имеет почти ту же минимальную высоту.

Устюрт и Южно-Мангышлакское плато принадлежат Туркменской ССР только своими южными окраинами.

Южно-Мангышлакское плато окаймляет с севера залив Кара-Богаз-Гол, обрывааясь к нему крутым чинком, обнажающим хороший разрез третичных отложений. Средняя высота этого плато 100—130 м, отдельные холмы поднимаются над равниной на 5—20 м. На юго-западе поверхность заметно снижается и вскоре коренные породы, слагающие плато, исчезают, сменяясь песчаной косой, отделяющей северную часть залива Кара-Богаз-Гол от Каспийского моря (Северная Карабогазская коса). На поверхности косы и в особенности в зоне перехода от плато к пескам развиты небольшие соленые озера и солончаки.

Устюрт окаймляет Кара-Богаз-Гол с востока и заканчивается на

юге двумя отрогами, доходящими до Узбоя на широте 40°. Эти южные окончания Устюрта, известные под названием плато Челюнкыр и Капланкыр, разделены описанными выше впадинами Карашор и песками Учтаган. На западе и юге Устюрт нередко обрывается высокими чинками, которые в разных местах известны под разными названиями. Особенно грандиозны (до 300—320 м относительной высоты) чинки Кулан-Даг на побережье Кара-Богаз-Гола и Капланкыр над впадиной Карашор, обнажающие прекрасные разрезы третичных и мезозойских отложений. Здесь находятся наибольшие абсолютные высоты Устюрта, достигающие +330 м в Кулан-Даге и +302 м в Капланкыре. В среднем поверхность Устюрта в пределах Туркменской ССР лежит на высотах 200—250 м и имеет общий наклон на восток и северо-восток. На ровной поверхности нет сколько-нибудь значительных котловин (они появляются в казахстанской и каракалпакской частях), зато обычны глубокие блюдцеобразные понижения, западины, сглаженные холмы, останцы близ чинков. Наклон поверхности Устюрта (в противоположную от чинков сторону) направляет сток вод во внутренние части плато, поэтому овражная сеть по чинкам Устюрта очень редка. Лишь на восточном берегу Кара-Богаз-Гола развита система оврагов Куланская и у северной оконечности Карашора — система оврагов Учтагызчай.

Между Устюртом и Южно-Мангышлакским плато в пределах Туркмении лежит высокая перемычка, сложенная из коренных пород, которая постепенно понижается на север, к обширной впадине Карын-Ярык, расположенной на площади Казахстана, и резко обрывается на юг, к Карабогазскому заливу.

Сарыкамышско-Хорезмская низменность состоит из Сарыкамышской котловины на западе и аллювиальной равнины Аму-Дарьи на востоке. Сарыкамышская котловина в самых низких местах опускается до уровня —45 м. На поверхности Сарыкамыша значительное место занимают солончаки, участки песков, а по южной и восточной периферии — останцы, древние речные русла, такры и значительные скопления песков. С юго-востока к Сарыкамышской котловине подступают каракумские пески. Коренные третичные породы обнажаются в уступах Устюрта, в останцах и местами на дне котловины.

Аллювиальная равнина в пределах Туркменской ССР наклонена от Аму-Дарьи на запад. Высотные отметки ее падают от 70—80 до 50—55 м. Однообразные низменности нарушают частые русла, как естественные, так и искусственные (арыки), и редкие столообразные останцы коренных пород. Многочисленные русла, пересекающие Хорезмский оазис, сбрасывают свои остаточные от орошения воды в Каракумы, но в недавнем историческом прошлом известны случаи, когда по наиболее глубокому руслу (Дарьяльку) текла амударьинская вода, достигавшая центральных шоров Сарыкамыша. Сарыкамышская впадина геологически недавно представляла собой огромное озеро, которое питалось водами Аму-Дарьи и имело глубину порядка 100 м.

Узбой — это сухое русло реки, по которому избыточные воды Сарыкамышского озера текли в Каспийское море. Долина Узбоя проходит по границе двух различных по строению областей: Каракумов и «Заузбойского складчатого района»¹. На большом протяжении долина прекрасно

¹ Под этим названием Б. А. Федорович (1934г) выделил лежащую за Узбоем часть Туркмении, включающую Туаркырский район с прилегающими к нему песками Чильмамед и Учтаган, впадинами Карашор и Кум-Себшен и плато Челюнкыр, горы Большой Балхан и Краснодарский полуостров. — *Прим. ред.*

сохранилась, только в некоторых участках отдельные отрезки русла под действием новейших денудационных процессов разрушены и занесены песками. Хорошо сохранились также террасы бывшей реки. Протяжение Узбоя 550 м при ширине долины 2—3 км и максимальной глубине ее 40 м; общее падение русла 75 м. Долина Узбоя уходит в Прикаспийскую низменность между горами Большим и Малым Балханами через так называемый Балханский коридор и теряется в солончаке Келькор. Его продолжением является сухое русло Актам, идущее от солончака Келькор к Балханскому заливу. Перевальная точка от Сарыкамышской котловины в Узбой у горы Кугунек находится на абс. высоте 54 м.

Туркменские или Закаспийские Каракумы — обширная песчаная пустыня, занимающая громадное пространство в 350 тыс. км² от Узбоя на западе до Аму-Дарьи на востоке, от Копет-Дага и предгорьев Паропамиза на юге до Хорезма на севере. Эту обширную территорию разделяют на Северные (Заунгузские) Каракумы и Южные или Низменные Каракумы, которые в свою очередь разделяются на Центральные и Юго-Восточные.

Центральные Каракумы простираются на север от предгорной равнины Копет-Дага. Абсолютные высоты колеблются в пределах от 20 м в западной части до 200 м на востоке. В расположении форм рельефа Центральных Каракумов довольно четко видна определенная закономерность. Сразу же за предгорной равниной начинаются грядовые пески, часто с твердыми глинистыми такырами в межгрядовых понижениях. Особенно устойчива полоса такыров в центральной и западной частях (до дельты Теджена), где ширина ее достигает 30—80 км. Разделяющие такыры гряды песков поднимаются на 15—20 м и иногда, например в низовьях Теджена, имеют длину свыше десятка километров. Такыры играют большую роль в хозяйстве пустыни, так как плоскость их является водосборной площадью, где собираются атмосферные осадки; к ним приурочены колодцы и аулы.

В южной части Центральных Каракумов хорошо выдерживается широтная полоса шоров или солончаков. Ширина этой полосы увеличивается с востока на запад от 10 до 40—45 км. Глубина отдельных шоров достигает 40 м, обычно колеблется от 8 до 15 м. Севернее полосы шоров опять растространены грядовые пески, тянущиеся до самого Унгуза. Гряды здесь невысокие, частые и разделены межгрядовыми понижениями, через которые перпендикулярно основным грядам проходят второстепенные, создавая грядово-котловинный рельеф. Многие котловины также заняты такырами. Основные гряды в Каракумах, как правило, имеют меридиональное или близкое к нему простирание.

Между Центральными и Северными Каракумами лежит пониженная зона Унгуза. Унгуз прослеживается от Аму-Дарьи до долины Узбоя, пересекая с востока на запад всю территорию Каракумов. Он представляет собою цепочку впадин, линейно вытянутых и располагающихся не на одном гипсометрическом уровне. Дно впадин нередко занято шорами. Отдельные впадины местами разделяются перемычками коренных пород высотой до 40 м. Ширина понижений обычно 2—4 км. С севера Унгуз окаймлен заунгузскими кырами, высота которых над впадинами колеблется от 60 до 80 м. Образование Унгуза связывается Б. А. Федоровичем (19346) с разрушением края Заунгузского поднятия, где благодаря соленакплению стало более легким развезание разрыхленных пород.

В районе Серного Завода и на запад от него наблюдается своеобразный ландшафт, не свойственный остальной части Каракумов. Здесь раз-

виты отдельные бугры и плоские останцы, оторванные от заунгузских кыров. Высота этих бугров от нескольких метров до 60 м. Этот участок известен в литературе под названием «Останцовых Каракумов».

От унгузского понижения на север до Сарыкамышско-Хорезмской низменности лежат Северные или Заунгузские Каракумы. Рельеф Северных Каракумов сильно расчленен, для него характерны меридиональные кыры относительной высотой 20—40 м, редко 40 м (на западе), сложенные континентальными верхнетретичными породами, протягивающимися на десятки километров. Поверхность кыров ровная. Между ними располагаются обширные понижения шириной 1—3 км, заполненные обычно песками или занятые такырами. Межтакыровые понижения, выходя к Унгузу, создают изрезанный характер чинка последнего, в котором видны проветы далеко уходящих «заливов». Километрах в пятидесяти севернее Унгуза коренные кыры уходят под пески и ландшафт принимает характер грядовых песков с редкими такырами в межгрядовых понижениях. Абсолютные высоты Заунгузских Каракумов колеблются до 220 м на юго-востоке и до 100 м на севере; отдельные такыры на западе имеют отметки 50—75 м.

На северо-западе расположена возвышенная равнина Эшеканкренкыр, сложенная морскими третичными осадками. Максимальная высота ее 128 м, средняя 90—110 м. На юге Эшеканкренкыр обрывается крутыми чинками к глубоким впадинам Ахчакая, западная из которых имеет относительную глубину до 190 м и наименьшую абсолютную высоту (—92 м) и является глубочайшей депрессией Туркмении.

Вдоль восточного края Каракумов, параллельно долине Аму-Дарьи, от Керков до Дейнау тянется полоса сыпучих песков шириной от 10 до 50 км, редко больше. Отдельные барханные гряды достигают здесь 25 м относительной высоты.

В Каракумах слепо оканчиваются реки Теджен и Мургаб. Они образуют обширные субэаральные дельты, где сухие русла, разветвляясь, уходят далеко в пустыню. Местность здесь сильно опесчанена, такыры пятнами сопровождают русла, порой образующие плоские долинообразные понижения, окаймленные невысокими и пологими бортами, переходящими в песчаные гряды.

Юго-Восточные Каракумы отделены от Центральных железной дорогой Чарджоу—Ашхабад. Они лежат на большей абсолютной высоте, чем остальная территория Каракумов: у железной дороги высоты 190—200 м, на юге поднимаются до 300—350 м. Природных рубежей здесь нет, и пустыня продолжается на юг, сохраняя свой географический облик. Между низовьями рек Теджена и Мургаба, текущими в террасированных долинах, а также на восток от низовьев последней реки протянулись глинистые равнины, однообразный пейзаж которых нарушается редкими невысокими холмами, а также небольшими скоплениями песков.

Южнее между Мургабом и Тедженом и по правому берегу Мургаба рельеф приобретает грядово-песчаный характер с высокими и устойчивыми формами далеко протянувшихся гряд. Восточнее простирается песчаная степь («Обручевская степь») с очень небольшим эрозионным или эоловым расчленением. Здесь в Юго-Восточные Каракумы далеко вдается полоса шоров, линейно вытянутых в северо-западном направлении, — так называемый Келифский Узбой. Последний большинством исследователей считается старым руслом афганской реки Балх, воды которой разбираются на орошение еще в пределах Афганистана. В 1907 и 1908 гг. по Келифскому Узбою вода шла на протяжении до 100 км от границы. Река

достигала в ширину 83 м при глубине 1,17 м. Система Келифского Узбоя используется при строительстве Каракумского канала, по которому воды Аму-Дарьи дойдут до Мургаба и пополнят его запасы, оросив громадные плодородные земли этой части Туркмении, в первую очередь Мургаб-Тедженского междуречья.

Предгорья Паропамиза возвышаются вдоль государственной границы к востоку от Теджена, отделяясь от Юго-Восточных Каракумов волнистой равниной с отдельными останцами. Они разделяются на две основные части: Бадхыз между Тедженом и Мургабом и Карабиль на восток от Мургаба. Бадхыз поднимается до высоты 1255 м, Карабиль — до 950 м. Это пустынные возвышенности с преобладающими мягкими формами рельефа. Здесь нет длинной речной или овражной сети; последняя появляется южнее, в Афганистане. Только к Мургабу или Теджену ведут крутые, но короткие овраги. В Бадхызе увалы (баиры) достигают местами относительной высоты 200 м, в межуальных понижениях не редкость солончаки, такыры и небольшие озера. Замкнутые котловины — характерная черта Бадхыза. Крупнейшая котловина с двумя солеными озерами Еройлан (уровень +273 м) четко выделяется в рельефе благодаря обрывистым северным склонам. Карабиль — более широкое и низкое холмогорье с однообразными мягкими холмистыми формами рельефа. Речная сеть в Карабилье отсутствует, сухие русла и котловины редки.

Правобережье Аму-Дарьи в пределах Туркменской ССР на участке ниже Керков по рельефу в общем мало чем отличается от Каракумов. Здесь лежат пустынные равнинные пространства, в основном занятые песками Сундукли; у долины выделяются барханные цепи (как и по левому берегу реки). К Аму-Дарье Сундукли спускаются невысоким, но крутым уступом. Местами присутствуют бессточные некрутые котловины с солеными озерами или солончаками на дне. Против г. Чарджоу оканчивается сухая дельта Зеравшана. Здесь часты желобообразные сухие понижения, котловины и четкие русла, разделенные узкими платообразными грядами коренных пород. На восток от Керков преобладают ровные глинистые пространства. Абсолютные высоты Туркменского правобережья Аму-Дарьи (400—200 м) уменьшаются с юго-востока на северо-запад; в замкнутых котловинах наблюдаются более низкие отметки (Денгиз-Куль в Узбекистане 160 м).

Горы Гаурдак-Кугитангского района, относящиеся к Гиссарской горной системе, поднимаются на крайнем востоке Туркмении на правобережье Аму-Дарьи. Наибольшей высоты (3137 м) достигает хребет Кугитангтау, сложенный юрскими и палеозойскими горными породами. Он круто обрывается на восток, в сторону Узбекской ССР, и более пологим, но расчлененным глубокими оврагами склоном спускается на запад, к долине речки Кугитанг-Дарьи. К западу и югу от Кугитангтау располагаются менее высокие возвышенности, образованные меловыми и частью юрскими породами. Постепенно понижаясь к юго-западу, они подходят к долине Аму-Дарьи отдельными грядами, разделенными обширными такырными равнинами.

ГИДРОГРАФИЯ

Гидрографическая сеть в Туркменской ССР развита крайне слабо. В ее пределах не начинается ни одна значительная река. В горах Кугитангтау и Копет-Дага берут начало незначительные речки, воды которых

разбираются тут же на орошение. Реки Мургаб и Теджен слепо оканчиваются в пределах Туркмении. Только мощная полноводная Аму-Дарья да временами Атрек достигают своего базиса эрозии. Сухие русла, протягивающиеся на равнинах иногда на десятки и сотни километров, еще более резко подчеркивают скудность действующей гидрографической сети.

Река Атрек, единственная туркменская река, принадлежащая бассейну Каспийского моря, имеет свои истоки в Иране. Ниже устья притока Сумбара Атрек является пограничной рекой, а дельта его целиком лежит в пределах Туркменской ССР. Длина Атрека 495 км, из них 145 км приходится на территорию Туркменской ССР. Бассейн его около 40 тыс. км²: средний годовой расход 10,4 м³/сек. От Кучана в Иране до устья Атрек падает на 1265 м, а в пределах республики, где река течет по Прикаспийской равнине, только на 84 м. В пограничной части Атрек приурочен к четкой террасированной долине с обрывистыми берегами до 30 м высотой, выше которых простирается равнина. С приближением к дельте берега постепенно снижаются и отступают, и река течет здесь по низменности, заболочивая обширные пространства, дробясь на рукава и перемещая свои русла к северу. Ширина реки в среднем 10—12 м, глубина не более 0,5 м. Вода целиком расходуется на орошение, и только во время паводка Атрек достигает Каспийского моря. Своими наносами Атрек в течение длительного времени образовал значительную по площади древнюю дельту.

Крупнейший приток Атрека река Сумбар (длина 203 км) со своими притоками Чандыр и Терсакан собирает воды с Западного и частично с Центрального Копет-Дага. В верховьях Сумбар является горной рекой, но уже в среднем течении его русло приурочено к широкой и плоской с увалами равнине. Вода в Сумбаре, как правило, рабруется на орошение оазисов (главным образом Кара-Калинского) и иссякает, не достигая Атрека.

С р. Атрек и его притоками связана ирригационная система Кизыл-Атрекского, Гасан-Кулийского и Кара-Калинского районов.

В Аральское море впадает величайшая река Средней Азии — Аму-Дарья; ее длина 2287 км. В пределы Туркменской ССР Аму-Дарья входит ниже устья р. Сурхан-Дарья. Низовья реки от Тюя-Муюна лежат главным образом в Кара-Калпакской АССР. В отличие от других рек Аму-Дарья имеет два паводка: весенний и летний. Последний зависит от летнего таяния снегов и ледников в горах Памира. Средний годовой расход Аму-Дарья 1,7—2 тыс. м³/сек. В Туркмении река течет в широкой, но углубленной по сравнению с окружающими пустынями долине. Благодаря быстрому течению река в ряде мест подмывает берега. Для Аму-Дарья характерно резкое превышение (до 1—3 м) летнего паводкового уровня над меженным, поэтому случаются большие наводнения, для защиты от которых устраиваются валы. В летнее время Аму-Дарья несет огромное количество наносов, отлагающихся в виде мелей и островов и загромождающих русла и каналы. Уровень реки в пределах Туркменской ССР падает с 276 до 116 м. Среднее падение уровня 0,0002. Ширина русла колеблется от 300 м до 5 км. Широкая пойма заросла тугайной растительностью и используется под культурные оазисы.

В низовьях Аму-Дарья расположен обширный Хорезмский оазис, лишь часть которого входит в пределы Туркмении. Гидрографическая сеть здесь очень густая, но в основном искусственная. Без сомнения древнее население дельты использовало для магистральных сооружений также отмершие русла древней дельты.

На территории Туркменской ССР Аму-Дарья принимает только один приток — Кугитанг-Дарью. Это небольшая и маловодная речка протяжением до 75 км, собирающая воды со склонов Кугитангтау. Вода здесь в основном разбирается на орошение, и только остаточные воды достигают Аму-Дарьи. Остальная гидрографическая сеть, связанная с Аму-Дарьей, представлена сухими руслами и оврагами, заполняющимися водой только во время редких ливней. На песчаной равнине правобережья Аму-Дарьи видны также отдельные отмершие русла бывшей дельты Зеравшана.

Реки Теджен и Мургаб принадлежат Туркмении своими нижними течениями. Истоки их лежат в Афганистане.

Теджен подходит к туркменским рубежам у стыка государственных границ СССР, Ирана и Афганистана; до пос. Серакса он является пограничной рекой и лишь ниже целиком лежит в пределах республики. В пограничной части Теджен течет в резко углубленной долине, сопровождаемая обрывистыми, скалистыми берегами, но от пос. Серакса река окружена плоской равниной и дробится на рукава. Особенно интенсивное дробление на дельтовые рукава имеет место ниже железной дороги, где русла лежат на 2—5 м ниже равнины. Сюда доходят только весенние паводковые воды, теряющиеся в каракумских песках. Главная масса воды Теджена остается в Афганистане и расходуется на орошение Гератской долины. В Туркменской ССР вода Теджена используется на орошение главным образом Серахского оазиса, ниже которого летом русло сухое¹. Бассейн Теджена занимает 77,7 тыс. км², длина реки в пределах Туркмении (считая и пограничный с Ираном участок) 320 км. Средний годовой расход 25 м³/сек. В паводковое весеннее время (март—апрель) этот расход удваивается и утраивается, а в исключительных случаях на короткий период удесятерится.

Река Мургаб входит в пределы Туркменской ССР между Бадхызом и Карабилем и пересекает с юга на север все Юго-Восточные Каракумы. В пограничной части Мургаб лежит сначала в невысоких береговых уступах, но ниже течет по глубокой долине, врезанной на 300—400 м. Ниже Пендинского оазиса (Тахта-Базар) река течет опять в невысоких постепенно снижающихся берегах, и у железной дороги долина почти сливается с окружающей пустыней. Ниже Иолотани начинается дельта Мургаба, дробящегося на большое количество рукавов, используемых для подвода воды к орошаемым полям. Здесь расположен Марыйский оазис, один из крупнейших в Туркменской ССР. В годы, богатые осадками, паводковые воды уходят в пустыню на 140 км от железной дороги; обычно же они текут только на 30—40 км от г. Мары. Общая площадь бассейна Мургаба 62,7 тыс. км². Средний расход воды 49 м³/сек, максимум приходится на апрель—май. Обычно в пределах одного года расход воды колеблется примерно в 3 раза. Ниже Тахта-Базара ширина реки доходит до 70 м, течение здесь имеет скорость до 1 м/сек, а в паводок доходит до 4 м/сек. Значение Мургаба для сельского хозяйства республики несравненно большее, чем Теджена, так как только 1/5 всех запасов его воды расходуется за пределами границы, остальная часть питает оазисы Туркменской ССР.

В пределах Туркмении Мургаб принимает два притока: Каш и Кушк а. Первый из них течет по территории республики на протяжении

¹ В настоящее время на р. Теджен построено водохранилище емкостью 150 · 10⁶ м³.

70 км, а второй — 117 км. В р. Каш вода бывает только весной и во время редких коротких ливней. Река Кушка также несет мало воды, причем вода минерализована, но все же годна для орошения. Обычно спокойная и маловодная река в паводок несет воду с громадной скоростью, подмывая дно и берега.

Гидрогеология Мургаба и Теджена в их нижних частях претерпит существенное изменение в результате проведения Каракумского канала.

Копетдагские речки довольно многочисленны (около 80); расход их весьма неравномерен. Летом, когда ощущается наибольшая потребность в воде, многие речки совсем пересыхают или разбираются на орошение. Наибольшее количество воды они несут весной, а во время ливней превращаются в большие грозные потоки. Из более крупных речек отметим Арваз, Куркулаб, Фирюзинку, Артык, Киши, Лаинсу, Арчиньянсу, Душак, Келатачай, Чаачай, Меаначай и Казганчай. Речки Копет-Дага используются для орошения оазисов и водоснабжения городов и поселков, располагающихся на территории предгорной равнины.

Озер в Туркменской ССР очень мало. Наиболее часты озера по окраинам Хорезмского оазиса, где они занимают межгрядовые понижения на границе с Каракумами и питаются сбросовыми водами из оросительных каналов. Небольшие и мелкие озера можно встретить в пойме Аму-Дарьи. Ряд озер приурочен к выходам грунтовых вод в русле Западного Узбоя. Некоторые бессточные впадины, ныне сухие, в недалеком геологическом прошлом были заняты водами. В период дождей многие замкнутые каракумские такыры покрываются водой и на короткое время становятся неглубокими пресными озерами.

Болот, в обычном понимании этого термина, в Туркменской ССР нет совершенно, если не считать заболоченных участков дельт и долин Атрека и Аму-Дарьи. В современных физико-географических условиях болота и озера заменяются здесь солончаками (шорами). Особенно много их по Узбою, Унгузу, Келифскому Узбою, под чинками Устюрта и в Центральном Каракумах. Наиболее крупными являются солончаки *К а р а ш о р* и *К у м с е б ш е н с к и й* к северу от Узбоя и солончак *Б а б а - Х о д ж а* (Кёлькор) в Прикаспийской низменности.

Характерным элементом гидрографии Туркменистана являются овраги, густая сеть которых местами образует целые лабиринты. Наибольшее развитие овраги получили в Копет-Даге, особенно в Западном, в обоих Балханах, в Кугитангтау, а также в Туаркырском районе и в отдельных причинковых участках Устюрта и Мангышлака. Во время внезапных ливней вся система оврагов и русел наполняется водой, стремительно стекающей вниз. Вода в большом количестве доходит до окраин предгорных равнин, где застаивается и постепенно просачивается в окружающие пески, являясь одним из источников питания грунтовых вод в Каракумах. Силевые потоки выносят с гор громадное количество обломочного материала, который отлагается на предгорных равнинах. Своей разрушительной работой силы приносят большой вред народному хозяйству.

КЛИМАТ¹

Туркменская ССР в целом лежит в зоне пустынь умеренного климата. Характерными чертами ее климата являются скудность осадков, причем максимум их приходится на весну, и высокие годовые и летние темпера-

¹ Описан в основном по работам П. И. Колесникова.

туры (рис. 4). Летом облачность очень малая, продолжительность солнечного сияния большая, дождей почти не бывает, в отличие от пустынь Центральной Азии, где лето совпадает с максимумом (абсолютно очень небольшим) осадков.

Географически Туркмения расположена в полосе пассатов северного полушария. Хотя пассаты на суше обычно видоизменяются под влиянием местных условий, но в обширных равнинах Туркмении они в общем очень хорошо выражены. В соответствии с изменением положения оси затропи-

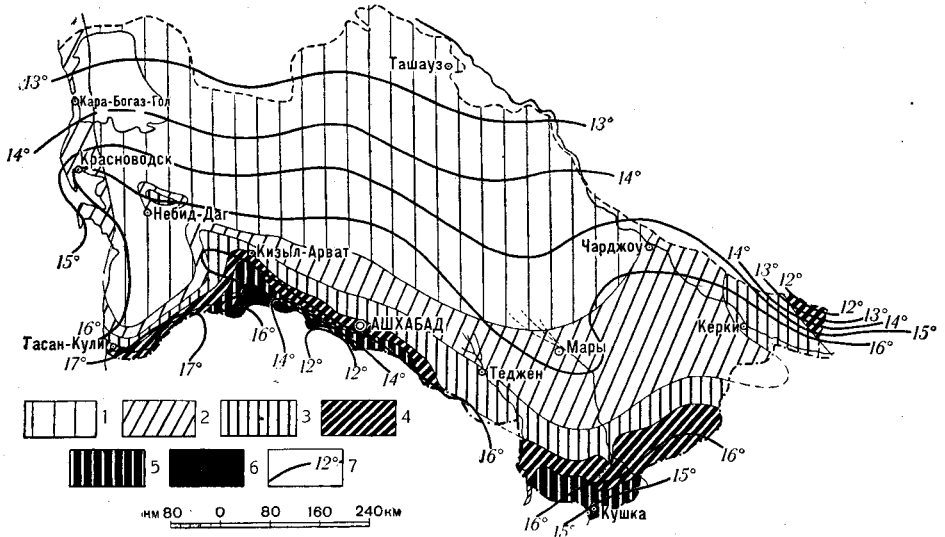


Рис. 4. Климатическая карта Туркменской ССР (составил П. П. Померанцев)

Среднее годовое количество осадков в мм: 1—менее 100, 2—от 100 до 150, 3—от 150 до 200, 4—от 200 до 250°, 5—от 250 до 300, 6—свыше 300, 7—средние годовые изотермы (проведены через 1°, в Копет-Даге через 20°)

ческого максимума атмосферного давления, господствующими ветрами в холодное время года являются северо-восточные и восточные, а в теплую половину — северные и северо-западные. Эта общая закономерность в ряде мест несколько нарушается. Северные ветры летом несут из более холодных мест массы воздуха, которые, нагреваясь, становятся сухими. Восточные ветры, дующие из пустынь Центральной Азии, очень сухи, а спускаясь с гор на равнины Средней Азии, еще больше понижают свою относительную влажность; поэтому на равнинах Средней Азии дожди редки. Средние скорости ветров невелики, только в ряде мест в результате сочетания местных условий они достигают 15 и 20 м/сек.

На побережье Каспия развита система муссонных ветров, в целом мало заметных в общем ветровом режиме Туркмении. Зимой и летом муссоны совпадают или почти совпадают с направлением пассатной циркуляции, но все же вместе с бризами они летом несколько охлаждают туркменское побережье Каспия, а зимой утепляют. Из местных ветров отметим фен в Копет-Даге и пыльный сухой афганец в районе Термеза—Керков, иногдаходящий до Центральных Каракумов севернее Репетека.

Средние температуры для некоторых пунктов Туркменской ССР приведены в табл. 1.

Туркмения в целом лежит в пределах годовых изотерм 11—17°, июльских 25—32°, январских от -6 до +4°. Абсолютные максимумы

Таблица 1

Средние температуры для отдельных пунктов Туркменской ССР

Пункт	Средняя температура в °С			Средняя годовая амплитуда в °С
	января	июля	годовая	
Красноводск	2,7	28,4	15,9	25,7
Зеагли	-2,6	31,8	15,0	34,4
Ташауз	-6,7	28,3	11,4	35,0
Ашхабад	0,9	29,9	15,7	29,0
Байрам-Али	0,6	30,0	15,8	29,4
Чарджоу	0,4	29,3	15,3	28,9
Кушка	1,5	28,1	15,0	26,6
Гаудан	1,1	21,8	10,3	22,9

температур от $+34$ до $+47^{\circ}$, а почва нагревается до $75-79^{\circ}$. Минимум температуры (в Кушке) минус 33° , морозы в $20-25^{\circ}$ явление сравнительно частое. Первые морозы обычны в конце октября, но и зимой часто очень тепло; в Репетеке даже в январе бывают температуры $+20^{\circ}$. Суточные амплитуды температуры на поверхности почвы достигают 60° , что очень сильно содействует физическому выветриванию горных пород.

Наибольшая среднегодовая температура отмечена в Меручаке, Тахта-Базаре и Керках ($16,8-17^{\circ}$). Самый теплый январь — в Юго-Западной Туркмении ($4-5^{\circ}$), самый теплый июль — в Каракумах (Зеагли, Репетек $+32^{\circ}$), самый прохладный июль — в верхнем поясе Копет-Дага и на побережье Каспийского моря.

Изменение температур и количества осадков в Копет-Даге в связи с изменением высоты приведены в табл. 2.

Таблица 2

Изменение температур и количества осадков в Копет-Даге в связи с изменением высоты

Пункт	Высота в м	Температура в °С		Осадки в мм
		января	июля	
Ашхабад	255	0,9	29,9	233
Гаудан	1485	-1,1	21,8	280
Хейрабад	2028	-3,6	17,4	359

Количество осадков, выпадающих в Туркменской ССР, очень мало, что видно из табл. 3.

Таблица 3

Количество осадков в миллиметрах за год и по сезонам

Пункт	Год	Зима	Весна	Лето	Осень
Красноводск	109	38	42	11	18
Зеагли	82	29	37	5	11
Ташауз	83	22	40	11	10
Ашхабад	231	67	112	18	34
Байрам-Али	127	53	58	1	15
Чарджоу	120	47	58	1	14
Кушка	250	114	111	1	24
Гаудан	280	64	137	25	54

Наименьшее количество осадков в год получают Каракумы и Хорезм (79—80 мм), наибольшее, но все же очень скудное для гор количество — Копет-Даг (Гаудан 280 мм, Кара-Кала 311 мм, Хейрабад 359 мм). Вся равнинная часть Туркмении получает осадков менее 250 мм.

Общее количество дней с осадками в стране колеблется в пределах 30—60. Наибольшее количество осадков приходится на вторую половину зимы и особенно на первую половину весны. Самый дождливый месяц — март; минимум осадков приходится на июль и август месяцы. Интенсивность осадков в среднем небольшая; это в большинстве случаев обложные, морозящие дожди (3—5 мм). Сравнительно редко бывают сильные ливни, создающие мощные силовые потоки. Так, в Кизыл-Арватском районе в конце августа 1937 г. за два часа выпало около 80 мм осадков.

В зимние месяцы осадки выпадают иногда в виде снега. Снеговой покров колеблется обычно в ничтожных пределах, от 0 до 20 мм, и держится недолго, чему способствует также и большая сухость воздуха, обуславливающая значительное испарение. В отдельные годы все же бывает более значительное скопление снега. Так, в феврале 1913 г. в Репетекке снеговой покров достигал 26 см, а на севере республики даже 30—40 см. Меньше всего снега выпадает в Прикаспийской низменности. В горах Копет-Дага он держится долго, особенно в ущельях. Вследствие небольших скоплений снега, исчезающих, как правило, уже в марте, весеннее таяние не дает паводка на равнинах. Таяние снега в горах Афганистана и Ирана приводит к весеннему паводку на реках Копет-Дага, а также на Мургабе и Теджене.

Относительная влажность в летние дни равна 27—35%, а в Каракумах иногда в середине дня уменьшается до нескольких процентов. Вблизи Каспийского моря и оазисов влажность повышается и, например, в Узунада на Каспии наименьшая влажность в июне равна 52%. Средняя годовая относительная влажность колеблется в пределах 50—76%. Недостаток насыщения приводит к громадному испарению. Вычислено, что испаряемость с поверхности воды за год составляет в дельте Аму-Дарьи 1798 мм, т. е. в 22 раза больше, чем выпадает осадков; в Керках испаряемость в абсолютных цифрах еще больше.

Туркменская ССР — страна солнца. В Байрам-Али продолжительность солнечного сияния в августе составляет 94% возможного.

ПОЧВЫ И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

Почвенно-растительный покров Туркменской ССР отличается характерными особенностями, связанными с сухим и жарким климатом страны.

Из почв преобладают так называемые сероземы — очень бедные гумусом и богатые карбонатами почвы, образовавшиеся в условиях скудности осадков и слабого выщелачивания. Среди них выделяются темные сероземы, приуроченные к горно-степным ландшафтам, и светлые сероземы, слагающие почвенный покров равнин. На обширных пространствах песков почвообразовательные процессы идут только там, где пески закреплены растительностью.

Во всей Туркмении развита главным образом пустынная или полупустынная растительность, приспособленная к условиям жизни при недостатке влаги и высоких летних температурах. Для равнин характерны так называемые эфемеры — однолетние растения, проходящие весь цикл развития в 1—1,5 месяца. Их вегетационный период совпадает с нежаркой и влажной весной. К эфемерам относятся многие крестоцветные, лю-

тиковые, некоторые злаки, маковые и другие растения. По срокам развития с эфемерами сходны эфемероиды — многолетние растения, преимущественно луковичные, развивающиеся только ранней весной и замирающие на лето. К ним относятся тюльпаны, луковичный мятлик, ирисы, а также песчаная и пустынная осоки.

Растения пустынь обладают многими приспособлениями для борьбы с большой сухостью и высокими температурами. Ряд растений имеет сильно развитую и глубоко сидящую корневую систему. У черного саксаула и тамарисков корневая система достигает 14 м. Многие сухолюбивые сбрасывают листву, а также сокращают испаряющую поверхность листьев для бережного расходования влаги (кандым, астрагалы, некоторые солянки). Ряд растений с толстыми, мясистыми побегими, в которых содержится значительное количество воды, накапливают воду во влажные периоды и очень медленно расходуют ее в засушливое время (солянки, солерос, сарсазан и др.).

По характеру почвенно-растительного покрова в Туркменской ССР различаются четыре основных типа ландшафтов: 1) третичные плато; 2) песчаные пустыни; 3) лёссовые предгорные равнины и 4) горные ландшафты.

Третичным плато, а именно Устюрту, Красноводскому плато, Южному Мангышлаку и столовым останцам свойственны так называемые структурные сероземы. Это солонцевато-солончаковые щелнистые почвы с гипсовым слоем в нижних горизонтах. Карбонатность наибольшая в верхнем слое и убывает с глубиной.

На таких структурных сероземах на поверхности плато развивается главным образом растительность карликовых полукустарников высотой в среднем 30—50 см. Наиболее характерна полынь, которая дает фон пустыне. Нередки также солянки: боялыч, биюргун и др. Весной обычны эфемеры и эфемероиды, главным образом пустынная осока. Там, где щелнистый панцирь и каменистость почв достигают большого развития, растительный покров отличается исключительной изреженностью.

В песчаных пустынях на песках, лишенных растительности, почвенный покров совсем не развит, но там, где идет закрепление песков растительностью, имеет место накопление мелкозема и возникновение примитивных песчаных почв. Через такие почвы очень легко фильтруются атмосферные осадки, что приводит к выщелачиванию солей, кроме труднорастворимых карбонатных.

В песках растительность более разнообразна по сравнению с другими пустынями. В Каракумах наиболее характерны невысокие (1,5—3 м) разреженные заросли белого саксаула с примесью многих полукустарников: кандымов, черкеза, астрагалов. На поверхности закрепленных песков развивается сравнительно густой покров песчаной осоки (илака), очень разветвленная и густая корневая система которой, образующая своеобразный дерн, предохраняет поверхность песка от развевания. Весной в песчаных пустынях все гряды и бугры одеты сплошным зеленым покровом, так как, кроме густой заросли илака, цветет большое количество эфемеров и эфемероидов. Из злаков на грядовых песках обычны пырей, коостер.

В межрядовых понижениях местами развивается густой покров черного пустынного мха. Такие черные котловины («карахарсанги») обычны в Северных Каракумах и песках Учтаган. В депрессиях, в древних речных руслах, в местах со слабо засоленными суглинистыми почвами имеются густые заросли черного саксаула, достигающего 4—5 м высоты. Вблизи

колодцев, а также оазисов из-за выпаса скота и истребления крупных кустов происходит разрушение и уничтожение илакового покрова, и песок начинает передуваться ветрами, образуя барханные цепи или барханы. В таких условиях сохраняются только редкие растения, приспособленные к жизни на подвижных песках, из которых особенно характерен злак селин. Такыры, нередкие среди песков, не несут никакой растительности; последняя появляется только по краям, где плотная корка такыра несколько разрыхляется.

На лёссовых предгорных равнинах развиты типичные сероземы. В природном отношении они малогумусны, отличаются крупнопористым строением, водопроницаемостью и богатством известковыми слоями, но без заметного содержания вредных для земледелия солей. Поэтому типичные сероземы очень плодородны и при орошении на них быстро развивается богатая растительность.

Сероземные почвы, слагающие предгорную полосу Копет-Дага и древнеаллювиальные равнины, выделяются под названием такыровидных примитивных сероземов. Среди них к окраинам предгорной равнины и оазисов приурочены солонцеватые разности.

Для предгорной полосы Копет-Дага характерна растительность пустынных эфемеров, поднимающаяся по склонам до высоты 400 м. По разнообразию эфемеров сухие предгорные равнины уступают каракумским пескам. Здесь фоновыми растениями являются пустынная осока и луковичный мятлик. В послевесенний период предгорная равнина кажется безжизненной. Для солончаковых пятен обычны солелюбивые растения. Состав растительности древнеаллювиальных равнин, где обычные пятна песков, является переходным от описанного типа к каракумскому.

В горных областях Туркменской ССР заметна вертикальная зональность. В горах Копет-Дага почвенные пояса имеют следующую последовательность: 1) сероземы — до 100 м; 2) темные «северные» сероземы — до 1800 м; 3) темносерые почвы под горной злаковой степью — до 2400 м и 4) черноземовидные горнолуговые почвы и скалистые вершины — выше 2400 м.

Нижний пояс по составу растительности в общем мало отличается от предгорной равнины. В верхней части пояса заметную роль начинают играть полынь и злаки, главным образом пырей, на щебнистых участках появляются кустарники. На высотах 700—1000 м в горах юго-западной части Копет-Дага развита бородачевая степь, довольно редкая в западной части Средней Азии. В Большом Балхане пырейно-разнотравная степь сменяется сухими разреженными степями из пустынного пырея. Между высотами 1200—2400 м в Копет-Даге лежат горные злаковые степи с развитием сухих видов: типчака и перистых ковылей. С высоты 2200—2300 м ковыли исчезают, а с 2400 м господствуют лугово-степные ландшафты, где преобладает разнотравье. Альпийская растительность представлена только небольшими клочками.

Настоящих лесов в горах Туркмении нет. Крупные кустарники и деревья присущи долинам, ущельям гор, а также их увлажненным склонам. В Копет-Даге и Большом Балхане из хвойных известна только туркменская арча, обычная на высоте 1500 м, но спускающаяся до высоты 700—1000 м. В Копет-Даге отмечены также туркменский клен, инжир, жимолость, барбарис, миндальники. В бассейне Сумбара к ним прибавляются дикий виноград, грецкий орех, алыча, гранат и др., что роднит эту флору с флорой Иранского нагорья.

В Кугитангтау сильно развиты полыни, пырей отсутствует и заменяется другими злаками, а ковыли перистые сменяются ковыльями-волосатиками. Кустарники и деревья по своему составу также отличаются от копетдагских: туркменская арча здесь заменяется зеравшанской, туркменский клен заменяется пушистым и т. д. Местами наблюдаются густые заросли миндаляника. Высокогорный пояс, начинающийся от 2,5 км, представлен нагорными ксерофитами.

В Бадхызе и Карабиле в нижней части развита растительность эфемерной пустыни, выше появляются полыни и эндемичный вид ферулы, достигающей 2 м высоты. Степей в Бадхызе и Карабиле нет; только фиштакшковые деревья несколько разнообразят пустынный и полупустынный облик предгорий Паропамиза.

В долинах крупных рек условия жизни растений совсем другие. Здесь обильная влага благоприятствует образованию мощных древесных зарослей. Это тугайные заросли, резко выделяющиеся на фоне окружающих пустынь и приуроченные к первой террасе реки. Здесь обычны тополя, ивы, лох, или джида, а в более сухих местах тамариски, кустарники чингиля, шиповника, жимолости. Характерен ломонос, обвивающий деревья. На безлесных участках развиваются луга, а на затопляемых местах вблизи русла — заросли тростника.

О а з и с ы, приуроченные к аллювиальным равнинам, обязаны своим существованием искусственному орошению. Почвы здесь очень разнообразны, но исходными для видоизмененных в процессе полива и культурной обработки почв являются примитивные светлые сероземы, различающиеся по своему механическому составу и формированию на речных наносах или пролювии. Почвы оазисов ежегодно покрываются наносными свежими отложениями, приносимыми поливными водами, поэтому в древних оазисах мощность почв большая, чем в молодых.

Среди дикой флоры оазисов наиболее обычен янтак, или верблюжья колючка, густо покрывающий заброшенные земли, а также солянки. По каналам видны деревья: ивы, тополя, белая акация, шелковичное дерево; у озер, питаемых сбросовыми водами, обычны тростниковые заросли.

На первое место в оазисах выдвигается культурная растительность. Ведущей культурой является хлопок, в том числе египетский в южных оазисах страны. Значительные площади заняты под бобовыми и злаками. Садоводство в оазисах является древним занятием жителей. Виноградарство развито в прикопетдагских оазисах, в Марыйском оазисе и на Аму-Дарье. В Юго-Западной Туркмении, с ее теплой зимой, внедряются субтропические культуры, в частности цитрусовые.

ОСНОВНЫЕ ЭКОНОМИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ

Обширная территория Туркменской ССР может быть разделена на шесть основных экономических районов: Западный, Прикопетдагский, Мургабо-Тедженский, Среднеамударьинский, Нижнеамударьинский и Каракумский (рис. 5). Выделение указанных районов обусловлено производственными различиями, хозяйственной специализацией, своеобразием естественно-исторических условий развития отдельных частей республики и, в частности, особенностями размещения и промышленного использования полезных ископаемых. Каждый из указанных районов занимает определенное место в общей системе народного хозяйства Туркменской ССР.

Западный район занимает прилегающую к Каспийскому морю часть республики, равную $\frac{1}{4}$ всей ее площади. В административном отношении он включает всю Красноводскую область.

Экономика района в известной мере определяется его приморским положением. Море является источником основного химического сырья — глауберовой и поваренной солей, оно сказалось отчасти на составе вод

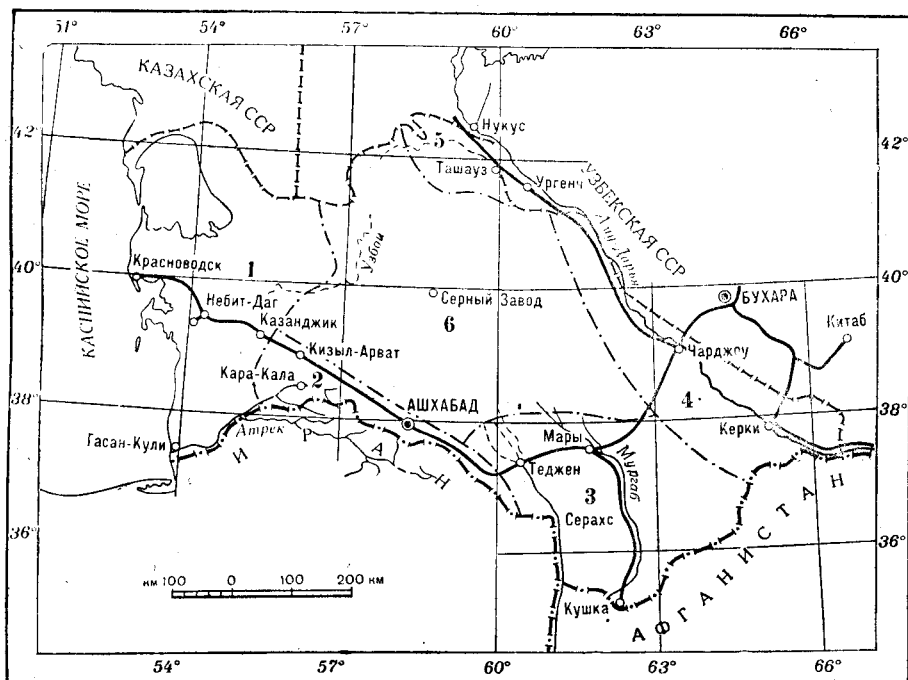


Рис. 5. Основные экономические районы Туркменской ССР

1—Западный; 2—Прикопетдагский; 3—Мургабо-Тедженский; 4—Среднеамударьинский; 5—Нижнеамударьинский; 6—Каракумский

района, оказывает влияние на его климат, дает рыбные богатства и, наконец, служит для транспортной связи района с другими частями Советского Союза.

Западный район — один из наиболее индустриальных и по своему промышленному потенциалу является ведущим среди других районов Туркменской ССР. Вместе с тем это район резкой контрастности между промышленными очагами и слабо заселенными пустынными площадями пастбищного животноводства. На побережье Каспийского моря развито рыболовство, которое, как и животноводство, по своему значению далеко выходит за рамки республики. На юге, в условиях сухих субтропиков, выращиваются специфические культуры (инжир, маслины и др.). В пределах района проходит западный конец основной железнодорожной магистрали, включая ее конечный пункт — порт Красноводск на Каспийском море.

Западный район, как показали геологические исследования советского периода, имеет разнообразные крупные минеральные и топливно-энергетические ресурсы, на базе которых возникла и развивается промышленность преимущественно союзного подчинения. Крупнейшее значение

не только для республики, но для всего Советского Союза имеют месторождения мирабилита залива Кара-Богаз-Гол и месторождения нефти с ее спутниками — озокеритом, киром, газами и иод- и бромсодержащими самоизливающимися водами — Небит-Дага, Кум-Дага, Челекена и Кеймиро-Чикишлярского района. Всесоюзное значение имеют месторождения бентонитовых глин, использование которых очень разнообразно. Угли Туаркырского угленосного района потенциально могут обеспечить все нужды республики. Богат Западный район, особенно в зоне Красноводска, строительными материалами — известняками, гипсом, гранитом, порфиритом, бутовым камнем.

По разнообразию и богатству природных ресурсов Западный район имеет все основания стать одним из мощных индустриальных районов СССР. Здесь намечаются следующие комплексы хозяйственного развития:

1. Карабогазский комплекс химической, угольной и горнодобывающей промышленности.

2. Красноводский комплекс нефтеперерабатывающей, рыбоконсервной, горнодобывающей промышленности и промышленности строительных материалов.

3. Челекенский комплекс химической и нефтяной промышленности.

4. Небитдаго-Чикишлярский комплекс нефтедобывающей и нефтеперерабатывающей промышленности и эксплуатации спутников нефти.

5. Южный комплекс разведения субтропических культур, горнодобывающей и рыбной промышленности.

Главнейшим фактором, лимитирующим народнохозяйственное развитие района, является недостаток воды. Коренное разрешение проблемы водоснабжения возможно путем пропуска сюда амударьинских вод.

Прикопетдагский район занимает узкую полосу между государственной границей на юге и Каракумской пустыней на севере; эта полоса вытянута в соответствии с простиранием горного хребта Копет-Дага с северо-запада на юго-восток на протяжении до 500 км при средней ширине 50 км.

В состав Прикопетдагского экономического района входят горная система Копет-Дага и предгорная полоса с прилегающей окраинной частью Каракумов. Эта территория включает Кара-Калинский и южные части Кызыл-Арватского, Бахарденского, Геок-Тепинского, Ашхабадского и Каахкаинского административных районов Ашхабадской области. Рассматриваемый район характеризуется следующими чертами, отличающими его от других районов.

Физико-географические особенности этого района резко отличны от всех остальных экономических районов республики. Приуроченность его к горной системе Копет-Дага обуславливает определенную экономическую специфику района.

Сравнительная обеспеченность водой обусловила здесь возможность развития сельского хозяйства и рост городов и других населенных пунктов. Вдоль всего района проходит железнодорожная магистраль, обеспечивающая транспортную связь. Горная система и шлейфы предгорий обладают огромным резервом минерального сырья.

Прикопетдагский район по выявленным полезным ископаемым менее разнообразен и богат, чем Западный. В нем имеются значительные запасы строительных материалов и строительного сырья: глин, известняков, гипсов, песчаников, песков, гравия, щебня и др. В пределах Кара-Калинского района известны барит, витерит и проявления руд цветных и редких металлов — цинка, свинца, меди, ртути.

Развитие Ашхабада как культурного и политического центра и создание в нем мощной энергетической базы привело к возникновению и развитию крупной промышленности и превращению Прикопетдагского сельскохозяйственного района в индустриально-аграрный. При этом по своему характеру промышленность этого района резко отличается от промышленности Западного района. Здесь получили развитие единственная в Средней Азии стекольная промышленность (два стекольных завода в Ашхабаде), промышленность местных строительных материалов (цементный завод в Безмеине), а также промышленность по ремонту тепловозов и вагонов и различные отрасли легкой промышленности.

Дальнейшее развитие Прикопетдагского района будет идти в направлении максимального использования природных и сырьевых ресурсов. В перспективе он сохранит свой основной хозяйственный профиль индустриально-аграрного района, базирующегося на промышленном использовании разнообразного растительного сырья, полезных ископаемых Копет-Дага, а также гидроэнергетических ресурсов мелких рек, энергии солнца и ветра. В случае пропуска сюда вод Аму-Дарьи по Каракумскому каналу возможности сельскохозяйственного и промышленного развития района значительно увеличатся.

Мургабо-Тедженский район — самый южный район не только Туркменской ССР, но и всего Советского Союза. На юге он граничит по предгорьям Паропамиза с Афганистаном а на юго-западе по р. Теджен, или Гери-Руд, — с Ираном. Северная граница его приблизительно совпадает с границей распространения пресных грунтовых вод низовий рек Мургаба и Теджена.

В административном отношении в состав района входят Тедженский, Серахский и Кировский административные районы Ашхабадской области и вся территория Марыйской области, за исключением крайних северных пустынных частей, относимых к Каракумскому району.

Мургабо-Тедженский экономический район характеризуется ярко выраженным сельскохозяйственным направлением. Основная народнохозяйственная отрасль его — земледелие, развитое на обширных земельных площадях, орошаемых за счет вод рек Мургаба и Теджена. В примургабской части преобладает хлопководство, в притедженской части наряду с хлопководством — разведение продовольственных культур.

В пределах района лежат Мургабо-Тедженский участок железнодорожной магистрали и отходящая от нее Кушкинская ветка.

Полезными ископаемыми район беден. Здесь распространены строительные пески и глины, местами встречаются небольшие выходы известняков и мергелей. На юге имеются промышленные запасы поваренной соли хорошего качества, а также выходы андезитов и серы.

Дальнейшее развитие народного хозяйства Мургабо-Тедженского района связано с орошением новых площадей, особенно в низовьях рек Мургаба и Теджена, где свободные земельные массивы исчисляются сотнями тысяч гектаров; наибольший прирост посевных площадей возможен при условии проектируемого пропуска сюда вод Аму-Дарьи. Мероприятия по поднятию урожайности, так же как и более полное использование богатейших пастбищных угодий Каракумов и Бадхыза, будут способствовать развитию сельского хозяйства.

Промышленность до выявления новых ресурсов полезных ископаемых будет развиваться преимущественно по линии переработки разнообразной продукции сельского хозяйства, производства предметов широкого потреб-

ления и обеспечения ремонта сельскохозяйственных и других машин, а также подвижного железнодорожного состава.

Среднеамударьинский район занимает восточную часть республики. В административном отношении он примерно соответствует Чарджоуской области. Физико-географический облик района довольно разнообразен: здесь густонаселенные оазисы по долинам Аму-Дарьи и Кугитанг-Дарьи обрамляются почти безлюдными песчаной пустыней Сундукли на северо-востоке и пустыней Юго-Восточных Каракумов на юго-западе; на юго-востоке поднимаются хр. Кугитангтау и другие горы, являющиеся отрогами Гиссарского хребта.

В долине Аму-Дарьи сосредоточено сельское хозяйство: хлопководство, шелководство, бахчеводство и др. Областной город Чарджоу, в котором сосредоточены многочисленные промышленные предприятия, является центром переработки разнообразного сельскохозяйственного сырья. В пределах района лежат небольшой участок основной железнодорожной магистрали и отходящая от нее линия Чарджоу—Кунград, а также участок Сталинабадской железнодорожной линии.

Район гор Кугитангтау и Гаурдака представляет большую народнохозяйственную ценность своим богатством и разнообразием полезных ископаемых. Здесь выявлены крупные, имеющие союзное значение месторождения серы и калийных солей, а также установлено присутствие каменного угля, нефти и свинцовых руд; сера, уголь и свинец уже промышленно осваиваются. Народное хозяйство Среднеамударьинского района в дальнейшем будет развиваться комплексно: подъем сельского хозяйства обусловит подъем промышленности.

Район Гаурдак-Кугитангской горной системы в будущем станет одним из крупнейших после Западного индустриальным районам республики. Широкое освоение крупнейшего в СССР Гаурдакского серного месторождения обеспечит различные отрасли промышленности, и в первую очередь резиновую, бумажно-целлюлозную и химическую, а также сельское хозяйство и нужды здравоохранения СССР чистой природной серой. В промышленную эксплуатацию будут включены, помимо серы, запасы других полезных ископаемых — калийной и поваренной солей, руд полиметаллов, каменного угля и, возможно, нефти, горючих сланцев и др. На базе использования гаурдакской серы и каратауских фосфоритов в районе Чарджоу строится завод минеральных удобрений.

Нижнеамударьинский район, самый отдаленный северный район республики, относится к области нижнего течения Аму-Дарьи и ее дельтовой части. Он охватывает северо-восточную часть Ташаузской области, располагающуюся в пределах Амударьинской аллювиально-дельтовой равнины.

Хозяйственный профиль района во многом сходен со смежным Среднеамударьинским районом, но имеет и свои отличия. Основная отрасль народного хозяйства — земледелие, развитое на землях, орошаемых водами Аму-Дарьи. При общей хлопководческой специализации полеводства здесь широко культивируются посевы высококачественной семенной люцерны, джугары (сорго), риса, кунжута. Первичная переработка хлопко-сырца заканчивается производством масла.

Из полезных ископаемых здесь широко распространены глины и суглинки, пригодные для производства строительного кирпича и различных гончарных изделий, а также пески, используемые в строительстве. Заслуживают внимания как строительный материал также граниты Кубатау. Местами встречаются озерный «ганч» (глинистый гипс, используемый как

строительный материал), мел, фосфориты. Из перечисленных полезных ископаемых промышленно освоены лишь глины и известняки.

Перспективы дальнейшего развития хозяйства района связаны главным образом с освоением обширного земельного массива, расположенного к западу от современного оазиса, путем пропускa к нему ирригационных вод Аму-Дарьи. Это мероприятие облегчается заканчивающимся строительством железной дороги Чарджоу—Кунград, которая соединит этот район с остальными районами Туркменской ССР. Более полное использование прилегающих песчаных пастбищ позволит широко развить каракулевое животноводство. Дальнейшее изучение выявленных полезных ископаемых позволит более полно использовать их.

Каракумский район самый обширный район республики, совпадающий с границами так называемых Центральных и Северных Каракумов. В административном отношении он охватывает пустынные части Ашхабадской, Ташаузской и Марыйской областей. Эта огромная территория объединяется в один район общностью физико-географических условий — климата, преобладанием однообразных песчано-пустынных ландшафтов, отсутствием обычных для других районов оазисов и поверхностных текучих вод.

Территория пустыни Каракумов служит своеобразным пастбищем для всех остальных районов республики. За последнее десятилетие колхозное поголовье скота в Каракумах более чем утроилось. Здесь возникли и развиваются государственные хозяйства с многочисленным поголовьем каракулевых овец и породистых верблюдов.

Потенциальные возможности Каракумского района еще недостаточно оценены как для развития сельского хозяйства и в первую очередь скотоводства, так и для промышленности. Из месторождений полезных ископаемых здесь известны Каракумские серные месторождения, разрабатываемые более 20 лет, которые дали стране многие тысячи тонн природной серы.

Дальнейшее хозяйственное развитие Каракумского района связывается главным образом с более полным использованием кормовых пастбищ и полезных ископаемых. Промышленное развитие района не ограничится только эксплуатацией серных месторождений; в промышленное использование будут, возможно, вовлечены и месторождения целестина, спрос на который может быть предъявлен со стороны расширяющегося в Средней Азии сахарного производства.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ И РАЗДЕЛЕНИЕ ЕЕ НА РАЙОНЫ

На территории Туркменской ССР горы занимают сравнительно небольшую часть площади и сосредоточены главным образом на ее окраинах. Они принадлежат к молодым складчатым горным сооружениям, возникшим в третичном периоде. Среди них различаются горные цепи, состоящие из отдельных связанных между собой хребтов и возвышенностей (Копет-Даг, отроги Гиссарского хребта), небольшие по протяженности, изолированные горные хребты, высоко поднимающиеся над равниной (Большой и Малый Балханы), и более или менее длинные, обычно невысокие, но резко выраженные в рельефе моноклиналильные гряды (главным образом в Туаркырском районе). Большая часть территории страны имеет равнинный характер.

Равнины Туркменской ССР в геоморфологическом отношении разнообразны. На ее площади развиты всхолмленные пространства песчаных пустынь, горизонтальные поверхности аллювиальных равнин, наклонные поверхности предгорных шлейфов, высокие плато, обычно обрывающиеся крутыми обрывами (чинками), и плоскодонные бессточные впадины. Наибольшую часть поверхности составляет огромная песчаная пустыня Каракумы, занимающая более половины всей площади Туркменской ССР и являющаяся одной из самых крупных песчаных пустынь в мире.

Геологическое строение Туркменской ССР характеризуется почти исключительным развитием осадочных пород, начиная с юрских и кончая современными. Они представлены морскими, лагунными и континентальными фациями, сменяющими друг друга как на площади, так и в стратиграфическом разрезе. В юре, в мелу и в палеогене преобладают морские осадки, а начиная с неогена — осадки континентального происхождения. Осадочные породы более древние, чем юрские, а также метаморфические и магматические породы на территории Туркменской ССР выходят на поверхность лишь в единичных пунктах, на весьма небольших по площади участках.

Современная тектоника Туркмении создана альпийскими тектоническими движениями, которые охватили всю территорию страны, но в различных участках ее проявились с различной степенью интенсивности. В местах выходов на поверхность юрских и триасовых отложений имеются отчетливые следы проявлений киммерийских движений, которые, судя по немногим имеющимся фактам, отличались небольшой интенсивностью и не привели к сколько-нибудь существенной перестройке земной коры. Большое значение, несомненно, имели варисийские движения, которыми была охвачена, повидимому, почти вся территория Туркменской ССР. В настоящее время, однако, следы проявления этих движений почти всюду скрыты под мощным покровом мезозойских и кайнозойских осадков.

Особенности слагающего территорию Туркменской ССР комплекса мезозойских и третичных отложений, а также интенсивность и время про-

явления альпийских тектонических движений позволяют различать на этой территории две различные в геотектоническом отношении зоны.

Южная, меньшая по площади часть страны (геосинклинальная зона) характеризуется следующими чертами: мощность накопившихся в ней в мезозойское и третичное время осадков весьма значительная (не менее 10—12 км в Копет-Даге); альпийские тектонические движения отличались большой интенсивностью и создали сложную систему складок, нередко опрокинутых и осложненных крупными надвигами; отчетливо проявились последние фазы альпийского диастрофизма, приуроченные к концу третичного и началу четвертичного времени.

Северная, большая по площади часть территории (платформенная зона) по своему геологическому строению существенно отличается от южной: общая мощность накопившихся здесь мезозойских и третичных осадков значительно меньше и не превышает 2—3 км; альпийские тектонические движения проявились в значительно более слабой степени и создали широкие пологие складки со сравнительно небольшими разрывами главным образом сбросового характера; складкообразовательные движения почти совершенно прекратились с середины третичного периода.

Граница между обеими зонами недостаточно четкая и в значительной степени проходит под песками Каракумской пустыни.

Следует отметить, что обе отмеченные зоны на территории Туркменской ССР характеризуются специфическими особенностями, несколько сглаживающими различия между ними и отличающими их от типичных геосинклиналей и платформ. Для геосинклинальной зоны такими особенностями являются сравнительное постоянство фаций и мощностей мезозойских (главным образом меловых) осадков и отсутствие свойственных геосинклиналям флишевых образований, а также проявлений интрузивной деятельности альпийского цикла. Для платформенной зоны характерны сравнительно большая мощность осадков мезозойского и палеогенового возраста и наличие отчетливо выраженной линейной альпийской складчатости, хотя и небольшой интенсивности. Лишь начиная с неогенового времени эта область может рассматриваться как типичная платформа.

Как в той, так и в другой зоне имеются области поднятий и области молодых погружений. Первые или выражены в виде горных хребтов с интенсивным эрозионным расчленением, или имеют характер плато и низкогорий. Вторые представляют собой равнины, сложенные молодыми (плиоценовыми и четвертичными) отложениями, мощность которых в зависимости от величины погружения колеблется в пределах от двух-трех сотен метров до нескольких километров.

Сплошное развитие горизонтально залегающих неогеновых и четвертичных оглозений замаскировывает на значительной площади тектоническую структуру территории. Указанное обстоятельство затрудняет выделение и оконтуривание участков, различающихся в геотектоническом отношении, и не дает возможности провести достаточно обоснованное районирование территории Туркменской ССР, опирающееся только на структурный фактор. Ввиду этого в основу предлагаемого районирования положены не только структурные, но и геоморфологические особенности различных участков страны.

На территории Туркменской ССР можно выделить 13 районов, различающихся по своим геолого-геоморфологическим особенностям (рис. 6). Из них Копет-Даг, Прикаспийская низменность, предгорья Паропамиза и Гаурдак-Кугитангский район входят в геосинклинальную зону; район Большого Балхана и Куба-Дага имеет переходный характер; район Цен-

тральных (Низменных) и Юго-Восточных Каракумов включает, повидимому, как северную окраину геосинклинали, так и часть платформенной зоны; остальные районы входят в платформенную зону.

1. Копет-Даг. Под этим названием известна горная цепь, протягивающаяся вдоль южной границы Туркменской ССР. Копет-Даг является северной цепью Туркмено-Хорасанской горной системы, входящей в пояс альпийских горных сооружений. Он сложен мощной толщей меловых и отчасти третичных отложений, образующих сложную систему складок на востоке северо-западного, на западе преимущественно широтного и юго-

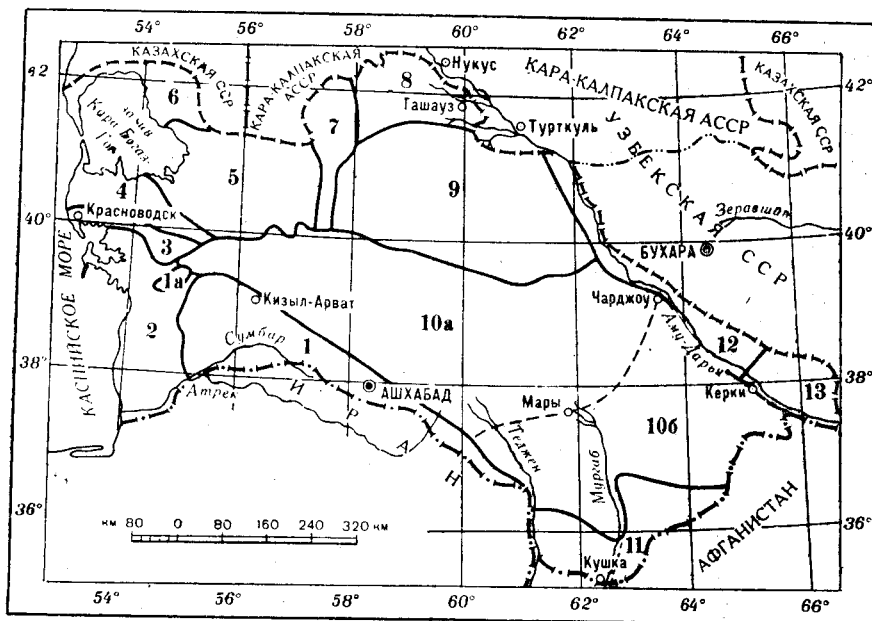


Рис. 6. Геолого-геоморфологическое районирование Туркменской ССР

1—Копет-Даг; 1а—Малый Балхан; 2—Прикаспийская низменность; 3—Большой Балхан и Куба-Даг; 4—Красноводский полуостров (без Куба-Дага) и Чильмамедкумы; 5—Туаркырский складчатый район; 6—Устырт и Южно-Мангышлакское плато; 7—Сарыкамышская впадина и Верхнеузбойский коридор; 8—Амударьинская аллювиальная равнина; 9—Северные (Заунгузские) Каракумы; 10—Центральные (10а) и Юго-Восточные (10б) Каракумы; 11—предгорья Паропамиза (Балхыз и Карабиль); 12—район среднего течения р. Аму-Дарьи; 13—Гаурлак-Кугитангский район

западного простирания. Передовые складки опрокинуты и надвинуты на север, в сторону Каракумской пустыни. Копет-Даг создан брөгеническими движениями конца третичного периода и до настоящего времени является активным в тектоническом отношении участком земной коры.

1а. Малый Балхан. Этот небольшой, изолированный горный хребет юго-западного простирания расположен к северо-западу от Копет-Дага, отделяя от него полосой развития четвертичных отложений. Малый Балхан по своему геологическому строению вполне аналогичен Копет-Дагу и принадлежит к той же тектонической зоне.

2. Прикаспийская (Западно-Туркменская) низменность. К западу от Копет-Дага, между его западным окончанием и Каспийским морем, располагается Прикаспийская низменность. Она представляет собой участок глубокого погружения в поясе альпийской складчатости, выполненный мощной толщей неогеновых и четвертичных осадков частью морского, частью континентального происхождения. В северной части района в неогеновых отложениях развиты мелкие, но

резко выраженные и осложненные многочисленными разрывами складки, проявляющиеся в рельефе в виде небольших возвышенностей, поднимающихся над равниной. Эти складки созданы новейшими фазами альпийской орогении.

3. Большой Балхан и Куба-Даг. С севера Прикаспийская низменность ограничена высоким хребтом — Большим Балханом, на западном продолжении которого возвышается небольшая горная гряда Куба-Даг. Большой Балхан и Куба-Даг представляют собой остатки сложно построенного, но сильно размытого антиклинального поднятия приблизительно широтного простирания и являются крайними северо-западными звеньями Туркмено-Хорасанской горной системы, располагаясь несколько севернее окончания копетдагских складок. По своему строению они отличаются от Копет-Дага наличием выходов на поверхность мощной толщи юрских отложений и изверженных пород невяسنенного (вероятно доюрского) возраста, отчетливым проявлением киммерийской складчатости, а также более ранним прекращением складкообразовательных движений в неогеновое время, хотя сбросовые дислокации в них продолжались вплоть до четвертичного времени.

4. Красноводский полуостров (без Куба-Дага) и пески Чильмамедкумы. Этот район в тектоническом отношении представляет собой зону широкого плоского прогиба, отделяющего поднятие Большого Балхана — Куба-Дага от ближайших антиклиналей Туаркырского района. В морфологическом отношении в районе выделяются три участка: а) низменная северо-западная часть полуострова, сложенная частично перевеянными морскими отложениями древнего и современного Каспия; б) возвышенное Красноводское плато, образованное горизонтально лежащими пластами акчагыла, подстилаемыми более древними третичными отложениями; в) бугристые пески Чильмамедкумы, под которые, понижаясь к востоку, уходит акчагыл Красноводского плато.

5. Туаркырский складчатый район. Это район, расположенный к северо-востоку от предыдущего и примыкающий с юго-востока к заливу Кара-Богаз-Гол, в тектоническом отношении представляет собой группу складок в юрских и меловых отложениях с северо-западным простиранием, частично перекрытых более или менее горизонтально лежащим миоценом. От Копет-Дага и Большого Балхана этот район отличается меньшей мощностью мезозойских отложений, более простой тектоникой, формирование которой в основном закончилось к началу неогеновой эпохи, и наличием в наиболее крупной антиклинали выходов не только юрских, но и палеозойских осадочных, а также изверженных пород; отчетливо видны проявления киммерийской складчатости.

В морфологическом отношении район резко разделяется на две части. В западной части (собственно Туаркырский район) миоценовый покров отсутствует и рельеф в основном образован дислоцированными породами мезозоя; в восточной части мезозойские (только меловые) отложения обнажаются лишь в глубоких замкнутых впадинах, а основные морфологические особенности определяются миоценовым покровом, образующим плато Челюнкыр и Капланкыр, которые представляют собой два южных выступа Устюрта и разделены глубокой впадиной Карашор и массивом песков Учтаган.

6. Устюрт и Южно-Мангышлакское плато. За исключением указанных выше Челюнкыра и Капланкыра, Устюрт лежит в пределах Туркменской ССР лишь своей юго-западной окраиной, примыкающей к заливу Кара-Богаз-Гол. Его продолжением на запад является заходя-

щая на территорию Туркменской ССР южная окраина Южно-Мангышлакского плато. Кроме того, чинк Устюрта служит границей республики на западном борту Сарыкамышской впадины и к северо-востоку от нее. Этот район морфологически представляет собой миоценовое плато со слабо волнистой поверхностью, связанной с очень пологими изгибами миоценовых пластов. В пределах Туркменской ССР под миоценом Устюрта скрыты северо-западные окончания Туаркырской группы складок. В смежной части Кара-Калпакской АССР под Устюртом расположена группа складок, идущих от низовьев Аму-Дарьи к Мангышлаку.

7. Район Сарыкамышской впадины и Верхнего Узбоя. Этот сравнительно небольшой по площади район представляет собой зону широкого и очень пологого прогиба в миоценовых отложениях, отделяющего Туаркырскую группу складок от поднятий Северных Каракумов. В морфологическом отношении он отчетливо разделяется на две части: а) Сарыкамышскую впадину на севере, глубоко врезанную в миоценовые отложения, северный конец которой лежит за пределами Туркменской ССР, и б) Верхнеузбойский «коридор» на юге, образовавшийся в результате размыва в зоне прогиба континентальных плиоценовых отложений и выполненный четвертичными отложениями аллювиального и озерного происхождения.

8. Амударьинская аллювиальная равнина. В пределах Туркменской ССР лежит юго-западная часть аллювиальной равнины низовьев Аму-Дарьи, главным образом обращенная к Сарыкамышской впадине ее древняя Кунядарьинская дельта, которая отделяет юго-восточное подножие Устюрта от Северных Каракумов. В более западной части района аллювиальные отложения окружают отделенные эрозией от Устюрта миоценовые останцы. На северо-востоке, у границы республики, аллювий скрывает складчатую зону, лежащую на западном погружении Султануиз-Дага, следы которой сохранились в виде незначительных островков мела, палеозоя и гранитов среди равнины.

9. Северные (Заунгузские) Каракумы. Участок поверхности, расположенный к югу от предыдущего района и к востоку от верхнего Узбоя, составляет северную часть песчаной пустыни Каракумов. Он характеризуется широким развитием континентальных неогеновых отложений, за счет развевания которых и образовался покров эоловых песков. На западе из-под отложений континентального неогена нередко выходы морского миоцена, а местами и палеогена. Бурение в Зеагли показало, что горизонтально лежащий неоген скрывает под собой погребенные антиклинальные поднятия в меловых отложениях.

10. Центральные (Низменные) и Юго-Восточные Каракумы. Этот район охватывает большую часть Каракумской песчаной пустыни. Он отделен от Северных Каракумов цепочкой впадин Унгуза и окаймляющими их с севера чинками, а от Туаркырского района и Чильмамедкумов — долиной Узбоя. На юге Каракумы подходят к предгорному шлейфу Копет-Дага, а на востоке доходят до долины Аму-Дарьи. В Центральных Каракумах расположены слепые окончания рек Мургаба и Теджена. Границей между Центральными и Юго-Восточными Каракумами условно считается железнодорожная магистраль на участке Теджен—Чарджоу.

Большая часть этой площади, по современным представлениям, является областью развития древнечетвертичных аллювиальных отложений, перекрытых плащом эоловых песков. На востоке и юго-востоке под песками местами залегают отложения континентального неогена. Тектониче-

ская структура этой обширной территории недостаточно выяснена. В целом, повидимому, ее нужно рассматривать как область молодых погружений, охвативших участки, различные по своей тектонической природе. Вдоль северного подножия Копет-Дага протягивается зона наиболее значительных погружений, представляющая собой глубокую предгорную депрессию (передовой прогиб).

11. Предгорья Паропамиза. В этот район входят наиболее южные участки Туркменской ССР, известные под названием Бадхыза и Карабиля. Они представляют собой холмистые предгорья хр. Паропамиз, расположенного на территории Афганистана. Предгорья сложены главным образом почти недислоцированными отложениями континентального неогена. Местами имеются выходы дислоцированных пластов мела и палеогена с приуроченными к последним эффузивами. Тектонически этот район представляет собой связующее звено между Копет-Дагом и юго-западными отрогами Гиссарского хребта. Складки ориентированы в более или менее широтном направлении. Долиной р. Мургаба этот район делится на две части: западную — Бадхыз и восточную — Карабиль.

12. Район среднего течения Аму-Дарьи. Участок по восточной окраине Туркменской ССР, примыкающий к долине Аму-Дарьи между Керками и Хорезмским оазисом, отличается от Каракумов появлением на поверхности дислоцированных верхнемеловых и палеогеновых отложений, аналоги которых распространены далее к востоку, в Кызылкумах. Наиболее четко выражена Питнякская группа антиклинальных складок с северо-западным простираением, расположенная на левобережье и частью на правобережье Аму-Дарьи, непосредственно выше Хорезмского оазиса. Она сложена мощной толщей верхнемеловых отложений, разрез которых существенно отличается от разрезов районов, лежащих к югу и западу от Каракумов.

13. Гаурдак-Кугитангский район. Последний из выделяемых на территории Туркменской ССР районов расположен на ее наиболее выступающей к востоку окраине. Сюда относятся высокий горный хребет Кугитангтау и ряд примыкающих к нему более низких горных возвышенностей, поднимающихся на правобережье Аму-Дарьи выше Керков. Эти горы представляют собой крайние юго-западные отроги Гиссарского хребта, затухающие у современной долины Аму-Дарьи. Они сложены главным образом меловыми и юрскими отложениями, разрез которых отличается от разреза более западных районов Туркменской ССР. Эти отложения образуют две крупные и ряд более мелких антиклинальных складок с общим юго-западным простираением, меняющимся местами до широтного или меридионального. На восточном склоне Кугитангтау, лежащем в пределах Узбекской ССР, обнажаются также палеозойские отложения, интродуцированные гранитами. Как и в Копет-Даге, тектонические движения в этом районе относятся к поздним фазам альпийской орогении: концу третичного и началу четвертичного времени. Характерной особенностью района является наличие мелких, сложно построенных и прихотливо изгибающихся складок, образование которых частично связано с проявлением соляной тектоники.

Глава четвертая. СТРАТИГРАФИЯ

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ВВЕДЕНИЕ

На территории Туркменской ССР палеозойские отложения почти всюду погребены под толщей мезозойских и кайнозойских осадков. Лишь в немногих, далеко отстоящих друг от друга местах имеются незначительные по площади выходы на поверхность горных пород палеозойского возраста.

Палеозойские отложения известны в западной части Туркменской ССР — в Туаркырском районе, а также в пограничных участках Туркменской и Узбекской ССР — в низовьях Аму-Дарьи и Гаурдак-Кугитангском районе. В двух последних районах они обнажаются главным образом за пределами республики. Для того чтобы дать более полное представление о палеозое указанных пограничных районов, в описание включена краткая характеристика отложений, обнажающихся в прилегающих участках Узбекской ССР.

Стратиграфия палеозойских отложений Туркмении и смежных районов Узбекистана изучена слабо. Имеющиеся данные позволяют относить большую часть палеозойских осадочных и метаморфических пород вышеуказанных районов к среднему и частично, может быть, к нижнему палеозою. Более точный возраст, за отдельными исключениями, не установлен. Разобщенность выходов, крайняя редкость палеонтологических находок и неясность возрастных соотношений стратиграфических комплексов различных районов не позволяют дать описание этих отложений в общей стратиграфической последовательности. Поэтому отложения, относимые нами к среднему и нижнему (?) палеозою, описываются отдельно для каждого из трех районов их распространения.

Особо выделены отложения пермского возраста, обособленные от более древних пород и тесно связанные с покрывающими их отложениями нижнего триаса.

Необходимо отметить, что палеозойский возраст имеют также интрузивные породы Кугитангтау и низовьев Аму-Дарьи, часть магматических пород Туаркыра и, вероятно, также комплекс магматических пород окрестностей Красноводска и Большого Балхана.

НИЖНИЙ (?) И СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

СРЕДНИЙ (?) ПАЛЕОЗОЙ ТУАРКЫРА

В Туаркырском районе незначительные выходы отложений, относящихся к среднему (?) палеозою, приурочены к размытому ядру Туаркырской антиклинали. Эти отложения выходят на поверхность вдоль северо-восточного края цепи Кизылкия, а также в 1 км к востоку от колодцев

Туар. Кроме того, палеозойские породы находятся во вторичном залегании в виде галек в конгломератах аманбулакской свиты, относящейся к пермской системе.

Рассматриваемые отложения обнаружены в 1934 г. Н. П. Лупповым. Краткие сведения о них имеются в статье Д. В. Наливкина и Н. П. Луппова (1936). Позднее, в 1949—1950 гг., эти отложения изучались В. С. Курбатовым.

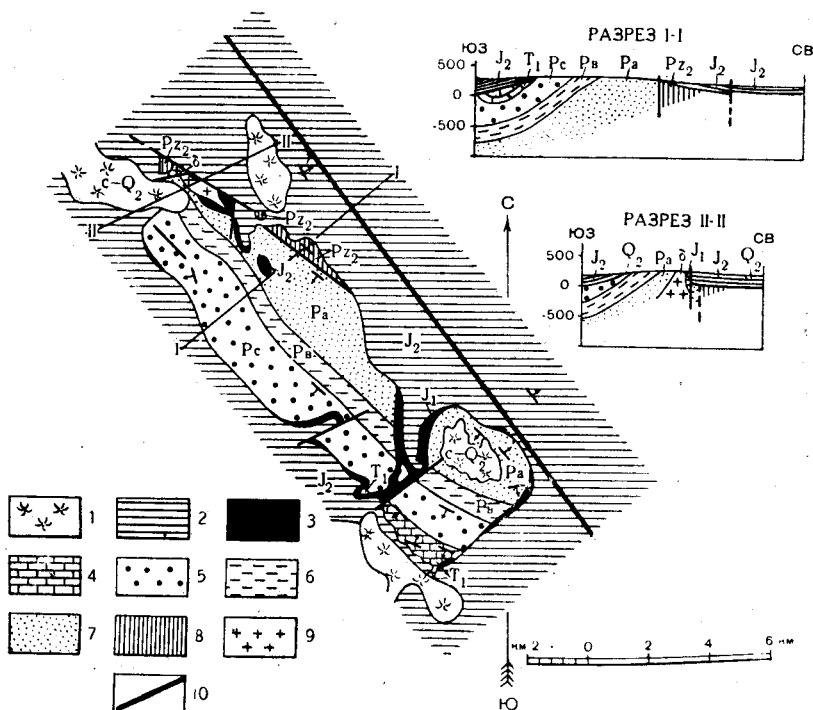


Рис. 7. Геологическая карта района Кизылкия в размытом ядре Туаркырской антиклинали (по В. С. Курбатову)

1—четвертичные (такрыные) отложения; 2—средняя юра; 3—нижняя юра; 4—нижний триас; 5, 6 и 7—пермь (аманбулакская свита); 8—средний (?) палеозой; 9—габбро; 10—тектонические разрывы

В коренных выходах отложения среднего (?) палеозоя представлены в основном сланцевой толщей. В районе Кизылкия они образуют три разобщенных выхода, которые окаймлены с юго-запада отложениями аманбулакской свиты, а с севера и северо-востока отложениями юрского возраста. У колодцев Туар выходы палеозойских сланцев примыкают к выходам порфиров и вместе с ними окружены со всех сторон песками, образовавшимися за счет развевания юрских песчаников.

Наиболее значительный выход палеозойской сланцевой толщи расположен у подножья третьей возвышенности Кизылкия (рис. 7). Толща представлена здесь пачкой чередующихся глинистых сланцев пепельно-серого, почти белого, местами серовато-фиолетового цвета с кремнистыми сланцами, окрашенными преимущественно в черный цвет. В средней части проходит прерывистый горизонт темносерых тонкослоистых окремненных пород. Петрографическое изучение этих пород показывает, что они представляют собой замещенные кремнеземом известняки, которые, веро-

явно, залегают линзами в сланцевой толще. Общая мощность пачки достигает 200 м.

Такие же глинистые и кремнистые сланцы, но без окремненных пород, обнажаются у юго-восточного окончания пятой возвышенности Кызылкия. Здесь видимая мощность пачки не превышает 50 м.

У северо-западного окончания той же возвышенности сланцы имеют незначительное развитие и преобладающими породами являются кварциты, пересеченные кварцевыми жилами. Как кварциты, так и сланцы прорваны здесь интрузией габбро.

Близ колодцев Туар вскрывается более сложный комплекс палеозойских пород. Здесь В. С. Курбатовым указываются кремнистые и глинисто-серпичитовые сланцы, склеропелиты и некоторые другие метаморфизованные породы. Первичный характер пород часто совершенно замаскирован в результате метаморфизма и силификации. Часто породы сильно раздроблены и приобретают вид микробрекчий. Примыкающие к сланцевой толще порфириды имеют с ними активный контакт. Наличие порфиритовых галек в конгломератах аманбулакской свиты позволяет относить порфириды также к палеозою.

Во всех выходах рассматриваемые породы рассечены многочисленными трещинами, выполненными кварцем, кальцитом и бурым железняком. В шлифах из сланцевой толщи видны остатки радиолярий, ближе не определимые.

Палеозойские породы, находящиеся в виде галек в конгломератах аманбулакской свиты, более разнообразны по петрографическому составу. В гальках встречаются глинистые, песчано-глинистые, кремнистые и кварцитовые сланцы, кварциты, песчаники и известняки, а из пород магматического происхождения — порфириды и их туфы, порфиры и альбитофиры. Слабая окатанность и плохая отсортированность обломочного материала в конгломератах свидетельствуют о незначительном переносе и, следовательно, о близости первоначального залегания разрушавшихся в пермское время горных пород. Гальки глинистых и кремнистых сланцев, а также кварцитов произошли в основном, вероятно, за счет разрушения вышеописанной сланцевой толщи. Остальные породы (кроме порфиритов, обнажающихся у колодцев Туар) в коренных выходах неизвестны.

Особый интерес представляют гальки известняка, которые нередко содержат остатки ископаемых. Из этих галек известен следующий комплекс брахиопод (Наливкин и Луппов, 1936): *Pentamerus parvulus* Tchern., *Rhynchonella* ex gr. *tarda* Barr., *Spirifer pentameriformis* Tchern., *Atrypa aspera* Schloth., *A. reticularis* L., *A. sublepidata* Vern., *A. ex gr. comata* Barr., *Nalvokinia sibirica* Vubl. и некоторые другие. Эта фауна указывает на верхнесилурийский возраст; Д. В. Наливкин относит ее к лудлоускому ярусу.

В недавно опубликованной заметке А. Б. Вистелиуса, А. Д. Миклухо-Маклая и В. Н. Рябиной (1953) указывается на присутствие в составе конгломератов аманбулакской свиты известняковых галек с девонской фауной (верхний и частично средний девон): *Amphipora patokensis* Riab., *A. koivensis* Riab., *Stromatoporella* sp. и многочисленными фораминиферами.

Изложенные данные показывают, что в районе Туаркыра был развит довольно сложный комплекс палеозойских образований, состоящий как из морских осадочных пород, так и из пород магматического происхождения. За исключением известняков и галек, содержащих верхнесилурийскую и девонскую фауну, возраст остальных пород неизвестен. Значительная

измененность всех пород, резко отличающая их от нормальных осадочных отложений пермского возраста, позволяет предполагать, что весь комплекс пород не моложе среднего палеозоя. Необходимо отметить предположение Д. В. Наливкина (Наливкин и Луппов, 1936), что сланцевая толща Туаркыра, по аналогии со сланцами кизылкумских возвышенностей и Нуратау, относится к более низким, чем лудлоуский ярус, горизонтам верхнего силура, а порфириты и спилиты — к верхнему силуру или нижнему девону.

СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОИ НИЗОВЬЕВ АМУ-ДАРЬИ

В низовьях Аму-Дарьи на территории Туркменской ССР палеозойские горные породы обнажены лишь в одном пункте: ими сложена возвышенность Кубатау, изолированно поднимающаяся на левобережье среди аллювиальной равнины. Восточнее, в смежной части Узбекской ССР, палеозойские породы имеют более значительное развитие. Здесь ими сложен небольшой горный хребет Султануиз-Даг, поднимающийся на правобережье Аму-Дарьи, и возвышенность Джимуртау, лежащая против его западного окончания на левом берегу реки, примерно в 20 км восточнее Кубатау.

Геологическое строение Султануиз-Дага известно по работам Н. П. Барбот де Марни (1875), А. Е. Вознесенского, К. А. Попова и И. А. Преображенского (1914), А. В. Пэка и А. Н. Чуракова (1936) и Я. С. Висьневского (1940). Краткие сведения о строении Кубатау и Джимуртау имеются в работах А. Д. Архангельского (1931) и Б. М. Георгиевского (19376). В последние годы новые данные по геологическому строению этих гор получены в результате исследований П. П. Чуенко, Я. С. Висьневского (1950, 1952) и геологов Узбойской аэрогеологической экспедиции.

В Кубатау метаморфизованные породы осадочного происхождения имеют незначительное развитие. Они присутствуют лишь на южном склоне и на восточном конце возвышенности. Б. М. Георгиевский указывает наличие здесь сильно измененных слюдисто-роговообманковых, слюдисто-кварцитовых, пироксеновых и хлорито-биотитовых сланцев, которым подчинены пласты белых и серых мраморизованных известняков. По данным В. Ф. Козицкого, М. Т. Козицкой и И. В. Воробьева, преобладающими породами в Кубатау являются чистые и слюдистые кварциты, среди которых прослоями и линзами залегают метаморфические сланцы. Видимую мощность метаморфической толщи Кубатау П. П. Чуенко определяет в 200 м. В активном контакте с нею находится массив красных биотитовых гранитов, слагающий большую часть возвышенности и прорезанный во всех направлениях аплитовыми и пегматитовыми жилами.

Более сложный комплекс метаморфических и изверженных пород развит в Султануиз-Даге и отчасти в Джимуртау.

В Султануиз-Даге различаются три основных литологических комплекса, возрастные взаимоотношения которых намечены А. В. Пэком (Пэк и Чураков, 1936). Самыми древними, по представлению этого автора, являются биотитовые гнейсы и мраморы, слагающие восточный конец хребта. Следующим по возрасту А. В. Пэк считает свиту кварцитов, развитую главным образом в средней части хребта. Самыми молодыми являются эффузивно-гуфогенные породы, слагающие почти целиком западный конец Султануиз-Дага. Последние представлены главным образом темнозелеными рассланцованными порфиритами и их туфами, прорезанными жилами кварцевого порфира. Метаморфические породы Султануиз-

Дага прорваны разнообразными интрузивными породами. Наиболее крупными являются интрузии габбро и змеевиков в толще биотитовых гнейсов и гранодиоритовая интрузия, прорывающая свиту кварцитов.

В Джимуртау развиты кварциты и эффузивы, соответствующие двум верхним свитам Султануиз-Дага. Метаморфические породы Кубатау, по Д. В. Козицкому, М. Т. Козицкой и И. В. Воробьеву, соответствуют средней, т. е. кварцитовой, свите Султануиз-Дага.

Возраст метаморфических пород Султануиз-Дага до недавнего времени был неизвестен. Нередко они рассматривались как протерозойские образования. В последние годы были сделаны находки фауны, опровергающие такое представление.

В 1946 г. П. П. Чуенко нашел во вторичном залегании в древнем пролювии, лежащем на палеозое, валуны известняка с остатками кишечно-полостных и брахиопод, из которых *Amphipora ramosa* Phill. и *Glossophyllum* sp. указывают на среднедевонский возраст, а *Camarotoechia nucula* Sow. — на верхнесилурийский возраст.

Позднее, в 1947—1948 гг., Я. С. Висьневским (1950) найдены остатки ископаемых в породах, находящихся в коренном залегании. В мраморах левого борта Кызылсая, повидимому относящихся к наиболее древней свите, найдены амфипоры и криноидеи, указывающие, по В. Д. Чеховичу, на верхнесилурийский возраст, а в эффузивно-туфогенной толще возвышенности Куянчик встречены остатки брахиопод, среди которых Б. П. Марковским определен *Spirifer (Cyrtospirifer) aquilinus* Rom., характерный для верхнего девона.

Таким образом, в настоящее время выясняется, что метаморфическая толща Султануиз-Дага, а следовательно и метаморфические породы Джимуртау и Кубатау, в основном имеют среднепалеозойский возраст. Включает ли эта толща также нижнепалеозойские отложения — неизвестно.

НИЖНИЙ (?) И СРЕДНИЙ ПАЛЕЗОЙ ГАУРДАК-КУГИТАНГСКОГО РАЙОНА

В Гаурдак-Кугитангском районе палеозойские породы выходят на поверхность вне пределов Туркменской ССР. Они обнажены на восточном склоне хребта Кугитангтау, по вершине которого проходит граница между Туркменской и Узбекской ССР. Палеозоем сложено размытое ядро Кугитангской антиклинали на площади до 27 км в длину при ширине 8 км. Большую часть этого ядра составляют интрузивные породы, и лишь небольшую площадь занимают осадочные и метаморфические породы, прослеживающиеся прерывистой полосой шириной не более 2 км (рис. 8).

Присутствие палеозоя в Кугитангтау установлено в 1929 г. П. П. Чуенко (1937а, б). В 1934 г. С. И. Левицкий (1937) нашел в палеозойских отложениях остатки кораллов, которые были изучены И. И. Горским (1937). Позднее палеозойские отложения Кугитангтау изучались Е. М. Головиным и А. К. Преображенским, по данным которых и составлено их описание. На территории Туркменской ССР присутствие палеозойских отложений под толщей юрских пород установлено в 1942 г. бурением в Гаурдаке.

Наиболее древние отложения Кугитангтау представлены метаморфической толщей, выделяемой Е. М. Головиным под названием обизарангской свиты. Эта толща состоит из гнейсов, кварцито-сланцев, хлорито-серпичитовых, биотитовых и других сланцев, наряду с которыми А. К. Преображенский указывает присутствие мраморизованных известняков. Видимая мощность толщи определяется А. К. Преображенским в

420 м. Фауна неизвестна. Толща несомненно древнее нижнего карбона; точнее возраст ее неизвестен, она может быть отнесена к нижнему или среднему палеозою. А. К. Преображенский предположительно относит ее к верхнему силуру.

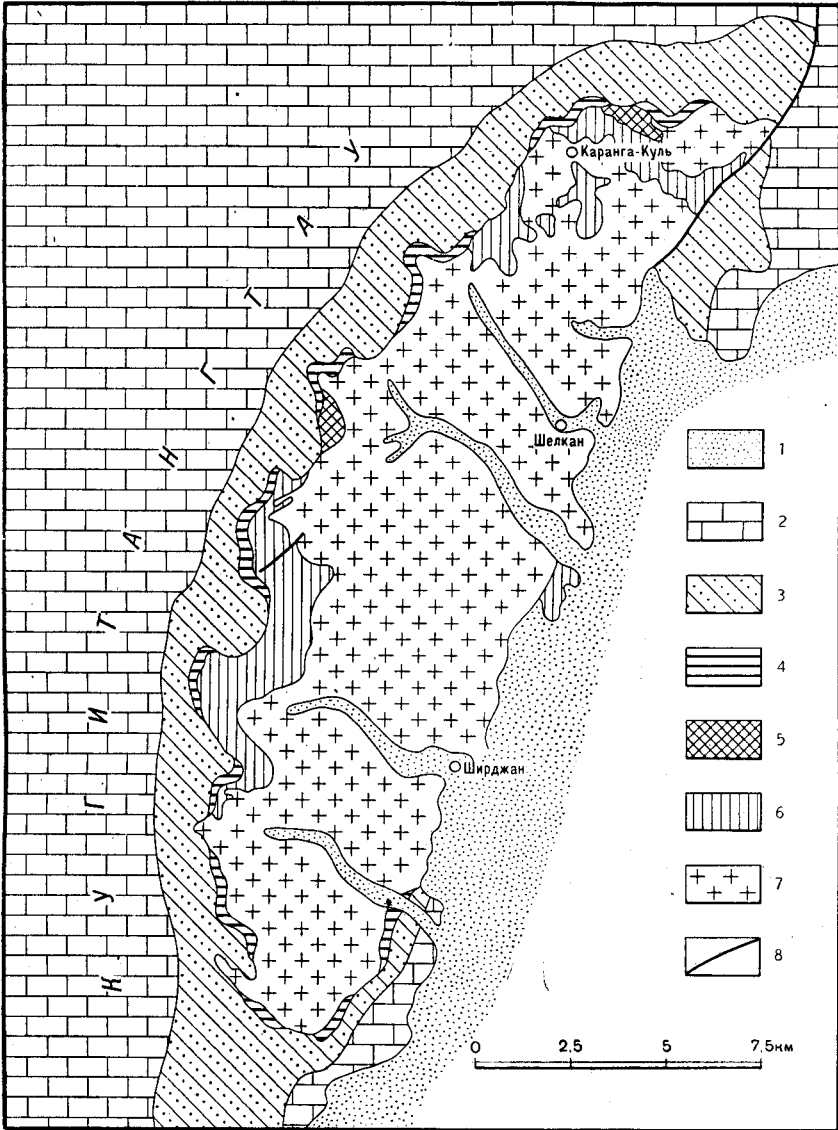


Рис. 8. Геологическая карта размытого ядра Кугитангской антиклинали (по А. К. Преображенскому)

1—четвертичные отложения; 2—верхняя юра; 3—средняя и нижняя юра; 4—верхний триас; 5—нижний карбон; 6—метаморфические породы; 7—граниты (и диориты); 8—тектонические разрывы

По всей вероятности аналогом этой толщи являются метаморфические породы, вскрытые бурением в Гаурдаке. Они залегают под среднеюрскими отложениями на глубине 926—964 м и представлены, по данным В. В. Во-

инова, слюдистыми гнейсо-сланцами темносерого и зеленого цвета с гетеробластической или кристаллобластической структурой, участками сильно хлоритизированными. Сланцам подчинен метаморфизованный биотитовый гранодиорит, вероятно образующий жилу в метаморфической толще.

Верхний стратиграфический комплекс кугитангского палеозоя относится к нижнему карбону. Отложения нижнего карбона, судя по имеющимся данным, залегают трансгрессивно на породах метаморфической толщи. Е. М. Головин различает в них три толщи.

Нижняя толща представлена базальными конгломератами мощностью до 180 м, состоящими из хорошо окатанных галек метаморфических и изверженных пород. Согласно на конгломератах лежит толща серых мраморизованных известняков мощностью до 100 м. Эта толща содержит остатки кораллов *Chaetetes cf. radians* Fisch., *Lithostrotton junceum* Flem., *L. irregulare* Phill. и др., которые указывают, по И. И. Горскому (1937), на визейский ярус. Верхним членом карбонового разреза Е. М. Головин и А. К. Преображенский считают эффузивную толщу, в составе которой последний указывает порфириды и кварцевые порфиры. Общая мощность нижнего карбона достигает, по А. К. Преображенскому, 500—600 м.

Нижнекаменноугольные отложения прорываются красными лейкократовыми гранитами, составляющими главную часть палеозойского ядра Кугитангтау.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Отложения пермского возраста известны на территории Туркменской ССР лишь в районе Туаркыра. Они обнажаются здесь в ядре Туаркырской антиклинали, в 16 км к югу от колодцев Чагыл, на площади около 17 км в длину (с СЗ на ЮВ) при ширине не более 4 км (см. рис. 7).

Пермские отложения слагают здесь цепь вытянутых в северо-западном направлении небольших возвышенностей, известных у местного населения под общим названием Кизылкия. Крайняя юго-восточная возвышенность (первая) называется высотой Аман-булак, по названию колодца, расположенного на ее склоне. На северо-запад от нее возвышенности Кизылкия протягиваются двумя параллельными грядами, разделенными пониженной полосой. Северо-восточный ряд образуют третья и пятая возвышенности, юго-западный ряд — вторая, четвертая и седьмая, между пятой и седьмой расположена промежуточная шестая возвышенность (рис. 9).

Пермские отложения Туаркырского района известны под названием аманбулакской свиты. Эта свита была обнаружена в 1930 г. Н. П. Лупповым (1932) и полнее изучена им же в 1934 г. Более полное представление об этих отложениях получено при геолого-съёмочных работах, производившихся в 1949—1950 гг. партией Туркменского геологического управления (В. С. Курбатов, М. П. Сукачева и др.).

Аманбулакская свита первоначально была отнесена Н. П. Лупповым к пермо-триасу. В 1950 г. В. С. Курбатовым были обнаружены согласно залегающие на ней отложения нижнего триаса, что позволило установить пермский возраст аманбулакской свиты (Кипарисова и Курбатов, 1952).

Наличие в аманбулакской свите галек более древних палеозойских пород, а также более спокойная тектоника и неметаморфизованность отложений этой свиты показывают, что она отделена стратиграфическим несогласием от отложений среднего (?) палеозоя и образовалась после того, как последние были интенсивно дислоцированы и метаморфизованы.

Однако непосредственное залегание пород аманбулакской свиты на палеозойских сланцах не наблюдалось. По В. С. Курбатову, контакт между ними тектонический.

Представлена аманбулакская свита в основном конгломератами, песчаниками и аргиллитами. Характерен красно-бурый цвет всей толщи. Конгломераты состоят из галек различных пород осадочного и магматического происхождения, состав которых был указан выше, при описании отложений среднего (?) палеозоя. Размеры галек колеблются в широких пределах, достигая максимальной величины 30 см. Гальки обычно слабо окатаны или совершенно не окатаны. Отсортированность материала слабая или совершенно отсутствует.

Песчаники обычно аркозовые, состоят из слабо окатанных или угловатых зерен кварца, полевых шпатов, рудных минералов и мелких обломков глинистых и кремнистых сланцев и других палеозойских пород. Цемент конгломератов и песчаников кальцитовый, часто с заметной примесью пелитового материала, а в конгломератах также с большим количеством песчаных зерен. Аргиллиты обычно карбонатизированы и содержат в большем или меньшем количестве песчаные зерна.

Общая мощность свиты, по В. С. Курбатову, достигает 1000—1200 м.

В. С. Курбатовым аманбулакская свита разделена на три подсвиты: нижнюю—песчано-конгломератовую (Pa), среднюю—аргиллитовую (Pb) и верхнюю—конгломератовую (Pc). Строение свиты иллюстрирует следующий сводный разрез, составленный В. С. Курбатовым (рис. 10).

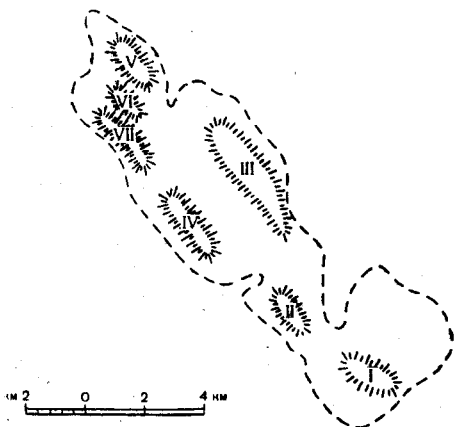


Рис. 9. Схема расположения возвышенностей Кизылькия

Пунктирной линией показан контур площади развития досреднеюрских отложений

Нижняя подсвита Pa (третья возвышенность Кизылькия)

- | | |
|--|--------|
| 1. Песчаники желтовато-красные, плитчатые, в основании иверху красные, более крупнозернистые | 21,0 м |
| 2. Песчаники желтовато-бурые, в нижней части тонкозернистые, выше крупнозернистые, содержат обломки кристаллов прозрачного барита | 8,5 " |
| 3. Песчаники плитчатые, внизу желтовато-красные,верху светлосерые | 9,6 " |
| 4. Песчаники крупнозернистые с включениями мелкой гальки известняка и кремнистых сланцев, с линзами конгломерата; в средней части чередуются с мелкозернистыми песчаниками | 42,0 " |
| 5. Конгломерат крупногалечный, с галькой кремнистых сланцев и известняка, содержащего остатки кораллов | 4,5 " |
| 6. Чередование красно-бурых глинистых пород с серыми песчаниками и конгломератами | 52,0 " |
| 7. Конгломераты с прослоями рыхлых песчаников с гальками известняка и кремнистых сланцев | 68,0 " |
| 8. Глина песчанистая с кристаллами гипса | 3,1 " |
| 9. Песчаники бурые и буровато-серые с прослоями и линзами мелкогалечного конгломерата,верху с пластами красно-бурых глинистых песчаников | 47,0 " |
| 10. Песчаники темнобурые и бурые, сланцеватые, в кровле измененные обжигом | 12,0 " |
| 11. Эффузивная порода с прослоями вулканических туфов; лежит на неровной поверхности предыдущего слоя | 2,8 " |

12. Туфы серые, чередующиеся с пластами красных песчаников, содержащих местами гальки эффузивных пород	6,0 "
13. Чередование слоев песчаника и конгломерата	27,2 "
14. Чередование рыхлых песчано-глинистых пород и песчаников	26,6 "
15. Чередование песчаников и конгломератов, связанных между собой переходами	30,0 "

Средняя подсвита Рb (между третьей и четвертой возвышенностью Кизылкия)

16. Песчанистые сланцы, темнокрасные, плотные	6,0 "
17. Аргиллиты красно-бурые, плотные, неслоистые	62,0 "
18. Такие же породы с отдельными пластами плитчатых песчаников	65,0 "
19. Аргиллиты плотные, сильно трещиноватые, с параллелепipedальной отдельностью	65,0 "
20. Чередование аргиллитов с плитчатыми глинистыми песчаниками	11,0 "

Верхняя подсвита Рс (шестая и седьмая возвышенности Кизылкия)

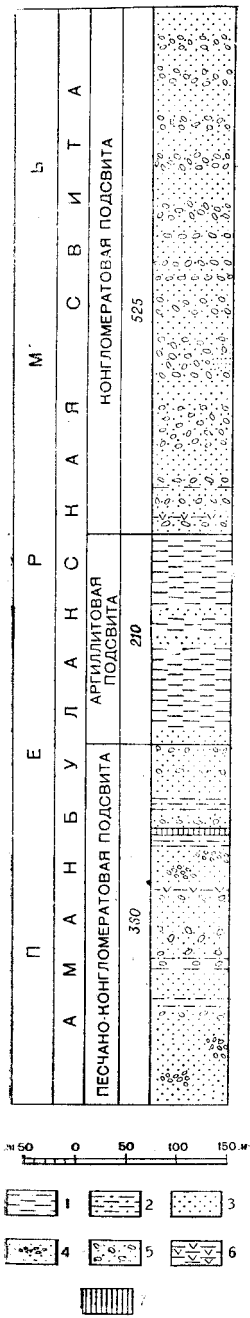
21. Песчаники красные, рыхлые, с гальками и прослоями конгломерата	11,0 "
22. Песчаник глинистый с гальками кремнистых сланцев и изверженных пород, кверху переходящий в конгломерат	3,0 "
23. Глины песчанистые, красные, местами зеленые, с кристаллами гипса	5,0 "
24. Конгломерат мелко- и крупногалечный из слабоокатанных галек преимущественно изверженных пород, с двумя пластами глинистых песчаников	26,0 "
25. Песчаники внизу зеленые, выше серого, фиолетового и бурого цвета: на высоте 5 м пласт конгломерата (1,7 м)	20,0 "
26. Конгломераты крупногалечные из галек главным образом изверженных и метаморфических пород; в основании слоя два пласта крупнозернистых песчаников с гальками	72,0 "
27. Чередование рыхлых песчаников с конгломератами; в верхней части рыхлый крупнозернистый песчаник зеленого цвета	12,0 "
28. Конгломераты, внизу крупногалечные, выше мелкогалечные с линзами песчаника	42,0 "
29. Чередование слоев конгломерата и песчаника серовато-фиолетового цвета; песчаник содержит окаменелые стволы деревьев	10,0 "
30. Конгломераты мелкогалечные, чередующиеся с линзами и пластами песчаника; внизу песчаники фиолетовые с отдельными гальками желтого плохо сцементированного песчаника, вверху линзы и пласты песчаника светлосерой окраски	45,0 "
31. Крупногалечные конгломераты из гальки преимущественно изверженных пород, реже кремнистых сланцев	17,0 "
32. Чередование пластов песчаника, содержащего гальку, с пластами крупногалечного конгломерата, галька которого сравнительно хорошо окатана	27,0 "
33. В основании чередование мелко- и крупногалечного конгломерата; выше пачка гравийных конгломератов и крупнозернистых песчаников серовато-белой окраски	53,0 "

На размытой поверхности этого слоя залегает базальный песчаник средней юры.

Самая верхняя часть разреза аманбулакской свиты полно представлена лишь на западном склоне возвышенности Аманбулак. Здесь выше крупногалечных конгломератов (слой 32) залегает пачка чередующихся пластов светлых крупнозернистых песчаников, гравийников и конгломератов, которые кверху переходят в красно-бурые и сиренево-серые песчаники. Характерно постепенное уменьшение кверху размера зерен в песчаниках. Полная мощность слоя 33—233 м.

Выше без каких-либо признаков несогласия лежат песчаники нижнего триаса.

Нижняя подсвита аманбулакской свиты представлена в основном чередованием песчаников и конгломератов, связанных между собой переходами. Незначительное развитие имеют глинистые породы, образующие пласты мощностью не более 3 м. К средней части разреза приурочен горизонт эффузивных пород и связанных с ними туфов, общая мощность которого достигает 9—10 м. Эффузивы обнаруживают покровное залегание.



**Рис. 10. Разрез пермских
отложений г. Кизылкия,
Туаркырский район
(по В. С. Курбатову)**

1—аргиллиты; 2—песчанистая
глина; 3—песчаник разнозерни-
стый; 4—то же с линзами конг-
ломерата; 5—конгломерат; 6—
глина гипсоносная; 7—эффу-
зивная порода

ние. Они лежат на неровной поверхности подстилающих пород, в которых местами наблюдаются контактовые изменения (обжиг). Покрывающие эффузивно-туфовый горизонт песчаники и конгломераты не изменены и содержат продукты размыва эффузивного покрова. Общая мощность нижней подсвиты достигает 360 м.

Средняя подсвита сложена почти целиком темнобурыми неслоистыми глинистыми породами — аргиллитами. В основании и в верхней части породы сильно обогащены песчаными зёрнами и приобретают облик песчанистых сланцев. Мощность подсвиты до 210 м.

Верхняя подсвита сложена в основном чередующимися пластами крупно- и мелкогалечных конгломератов с подчиненными им пластами грубозернистых песчаников. Конгломераты состоят главным образом из плохо окатанных галек, но в верхних горизонтах преобладают гальки хорошо окатанные. Общая мощность верхней подсвиты достигает 525 м. К средней части верхней подсвиты приурочены окаменелые стволы деревьев, обнаруженные В. С. Курбатовым в шестой возвышенности Кизылкия. Они еще не изучены. В возвышенности Аманбулак в отложениях, относящихся к этой же подсвите, Н. П. Лупповым указывается пласт пелитоморфного мергелистого известняка мощностью до 0,60 м.

Характерные особенности аманбулакской свиты — грубообломочный состав, плохая окатанность и неотсортированность слагающих ее компонентов, невыдержанность пластов по простирацию, отсутствие морской фауны и присутствие стволов деревьев — показывают, что образование свиты происходило в континентальных условиях, причем перенос материала был незначителен. Отложения аманбулакской свиты, по всей вероятности, представляют собой предгорные выносы, образовавшиеся за счет разрушения древнего горного хребта и отлагавшиеся у его подножия. Находки стволов ископаемых деревьев в верхней части разреза указывают, что, по крайней мере в конце времени накопления свиты, физико-географические условия способствовали произрастанию древесной растительности.

Пермский возраст свиты, как уже говорилось, устанавливается согласным залеганием на ней нижнего триаса.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Отложения триасового возраста на территории Туркменской ССР имеют весьма незначительное развитие. Они выходят на поверхность в двух далеко отстоящих один от другого районах: на северо-западе Туркмении — в Туаркырском районе — и на крайнем юго-востоке, на границе Туркменской и Узбекской ССР — в хребте Кугитангтау. Отложения, обнажающиеся в этих двух районах, резко различаются между собой как в отношении возраста и взаимоотношений с подстилающими и покрывающими породами, так и по условиям своего образования.

В Туаркыре развиты отложения нижнего триаса, образующие единую осадочную серию с подстилающими их пермскими отложениями и отделенные резким угловым несогласием от отложений юрского возраста. Представлены они осадками морского происхождения. В Кугитангтау присутствуют только верхнетриасовые отложения, залегающие резко несо-

гласно на палеозойских породах и более тесно связанные с покрывающими их юрскими отложениями. Представлены они осадками континентального происхождения.

НИЖНИЙ ТРИАС ТУАРКЫРА

Отложения нижнего триаса известны на территории Туркменской ССР, так же как и отложения пермского возраста, лишь в районе Туаркыра.

Обнажаются они из-под юрской угленосной толщи и четвертичных песков в 0,5 км к юго-западу от второй возвышенности Кизылкия и на западном склоне высоты Аманбулак (см. рис. 7). Эти отложения обнаружены в 1950 г. В. С. Курбатовым, фауна определена Л. Д. Кипарисовой (Кипарисова и Курбатов, 1952).

Нижнетриасовые отложения залегают без заметных признаков несогласия на белых гравийных конгломератах и крупнозернистых песчаниках аманбулакской свиты. Они представлены мелкозернистыми песчаниками, постепенно переходящими кверху в светлосерые и коричневые песчанистые глины, в кровле которых залегают пачка известняков. Полный разрез их наблюдался на западном склоне высоты Аманбулак, где нижнетриасовые отложения слагают ядро синклиналиного прогиба (рис. 11).

- | | |
|--|----------|
| 1. Песчаники тонкозернистые, плитчатые, розовато-белые с отдельным полосчатым прокрашиванием красновато-коричневого цвета, местами с прослоями более рыхлых песчаников | 114, 0 м |
| 2. Переслаивание светлосерых и розовато-серых песчаников с глинистыми песчаниками и глинами, окрашенными чаще всего в красно-коричневый цвет. Выше среди светлосерых песчаников начинают встречаться слабо глинистые известковистые песчаники. Характерно заметное увеличение глинистого материала к кровле слоя | 173 „ |
| 3. Серые и бурые, частично песчанистые глины с прослоями серых глинистых песчаников и известковистых плотных глин | 7 „ |
| 4. Пачка чередующихся пластов серого песчанистого известняка и известняка, содержащего нижнетриасовую фауну | до 6 „ |
- Видимая мощность всей толщи около 300 м.

Близ второй возвышенности Кизылкия хорошо прослеживается лишь пачка известковистых плотных глин и известняков с фауной (слой 4).

Из триасовых отложений Туаркыра известна следующая фауна, приуроченная к известнякам слоя 4 приведенного разреза, определенная Л. Д. Кипарисовой: *Doricranites* aff. *bogdoanus* Buch, *D.* sp., *Pseudomonotis* (*Eumorphotis*) *inaequicostata* Ven., *Gervillia mytiloides* Schloth., *Myophoria* aff. *orbicularis* Braun, *Anodontophora fassaensis* Wissm., *Myalina eduliformis* Schloth., *Neritaria* cf. *oolithica* Gein.

По наличию характерных аммонитов Л. Д. Кипарисова определяет возраст указанной толщи как несомненный нижний триас и сопоставляет ее с дорикранитовыми слоями горы Б. Богдо и Мангышлака.

ВЕРХНИЙ ТРИАС ГАУРДАК-КУГИТАНГСКОГО РАЙОНА

Отложения верхнего триаса обнажаются на восточном склоне Кугитангтау, в пограничном районе Узбекской ССР. Они лежат на размытой поверхности интенсивно дислоцированных палеозойских отложений и покрываются трансгрессивно с незначительным угловым несогласием юрскими отложениями.

Верхнетриасовые отложения Кугитангтау выделены в 1934 г. С. И. Левицким (1937) в разрезе сая Кемпыртобе и в 1938 г. прослежены

Н. И. Плахутой на несколько километров к северу от этого сая. Возраст их установила М. И. Брик, изучавшая из этих отложений остатки растений. Некоторые новые данные получены в 1948 г. И. Л. Яицким.

Верхнетриасовые отложения Кугитангтау представлены свитой чередующихся серых глинистых и песчано-глинистых сланцев и песчаников, в основании которого местами залегает пласт базального конгломерата. И. Л. Яицким обнаружено присутствие здесь бокситовых пород, приуроченных главным образом к нижней части разреза. Мощность свиты, по данным Н. И. Плахуты, колеблется в пределах от 6 до 27 м, а по И. Л. Яицкому достигает в одном из разрезов 40 м.

Свита содержит остатки папоротников, гинкговых, хвойных и других растений. М. И. Брик указывает на присутствие здесь *Phlebopteris polypodioides* Brongn., *Cladophlebis lobifolia* (Phill.) Sew., *Clathropteris obovata* Oishi, *Marattopsis hoerensis* (Schimp.) Halle, *Sphenopteris princeps* Presl, *Ginkgoites kampyrtiubensis* Brick, *Batara Lindleyana* (Schimp.) Sew., *Czekanowskia latifolia* Turut. и других форм. Как по составу флоры, так и по взаимоотношениям с вышележащими и нижележащими горными породами рассматриваемые отложения сопоставляются с ташкутанской свитой Таджикистана и, подобно последней, могут быть отнесены к верхнему триасу — рэтскому ярусу.

В пределах Туркменской ССР верхнетриасовые отложения неизвестны. Вполне вероятно их присутствие местами под юрскими отложениями в Гаурдак-Кугитангском районе.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Имеющиеся данные позволяют наметить лишь в самых общих чертах палеогеографические условия территории Туркменской ССР в триасовый период.

В начале триасового времени мелководное море, заливавшее территорию Мангышлака, распространилось и на район Туаркыра. Площадь, занятая этим морем, и продолжительность трансгрессии неизвестны.

На востоке, вероятно, была суша, являвшаяся областью сноса; только в конце периода некоторые участки стали областью накопления маломощных континентальных осадков. Что происходило в это время в Копетдагской геосинклинали неизвестно.

К триасовому времени следует относить тектонические движения, которыми были дислоцированы пермские и нижнетриасовые отложения Туаркыра. По аналогии с Мангышлаком, где была дислоцирована мощная толща отложений, включающая, по В. В. Мокринскому, не только нижний, но и средний триас, эти движения происходили в конце триасового периода.

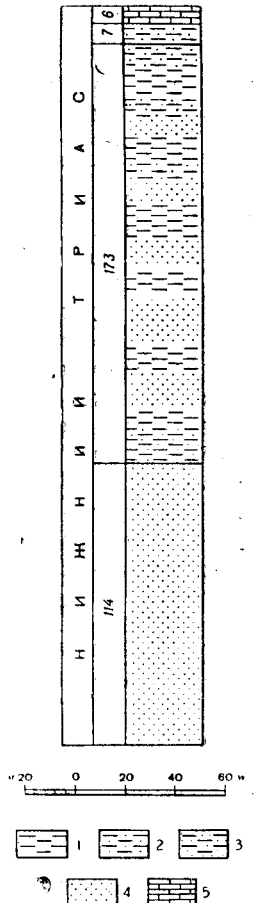


Рис. 11. Разрез нижнетриасовых отложений г. Кизылкия, Туаркырский район (по В. С. Курбатову)
 1—глина; 2—глина песчаная; 3—песчанник глинистый; 4—песчанник; 5—известняк

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНЯЯ И СРЕДНЯЯ ЮРА

Введение

Отложения нижней и средней юры выходят на поверхность в западной части Туркменской ССР двумя разобщенными участками на сравнительно небольших площадях. Большую площадь эти отложения занимают к востоку и юго-востоку от залива Кара-Богаз-Гол, в пределах Туаркырского антиклинального поднятия. Второй, меньший по площади выход этих отложений находится южнее, в горной системе Большого Балхана, в 120 км восточнее г. Красноводска, у линии железной дороги. Помимо этих двух районов, ниже- и среднеюрские отложения играют существенную роль в геологическом строении самой восточной окраины республики — Гаурдак-Кугитангского района. Здесь они не обнажаются непосредственно, но вскрыты буровой скважиной; на поверхность они выходят на восточном склоне Кугитангского хребта. Во всех трех упомянутых районах с отложениями нижней и средней юры связаны месторождения углей. По представлениям некоторых авторов, с этими же образованиями связано и происхождение нефти, залегающей в более молодых слоях. Все это обуславливает особый интерес к данным отложениям.

На остальной территории Туркменской ССР выходов отложений нижней и средней юры нет. Выявление их распространения на глубине в пределах Копет-Дага и Каракумов представляет не только интересную, но и практически важную проблему. Ее решение в настоящее время возможно лишь путем палеогеографических построений, что весьма затруднительно вследствие большой разобщенности вышеуказанных трех площадей развития рассматриваемых отложений и существенных различий разрезов в этих районах. Более обоснованные данные могут быть получены лишь в результате глубокого бурения. Начало этому положено в последние годы в Приамударьинском районе, где первые буровые скважины, заложенные на площади Питнянской группы складок, достигли юрских отложений.

Большой Балхан

Большой Балхан является одним из наиболее изученных в геологическом отношении районов Туркменской ССР. Здесь ниже- и среднеюрские отложения были выделены раньше, чем на других участках их развития.

Впервые, хотя и без определения возраста, эти отложения были указаны еще в 1836 г. Фелькнером (1838). Посетивший в 1894 г. Большой Балхан Н. И. Андрусов (1905) предложил первую схему расчленения слагающих этот хребет отложений на четыре свиты, из которых нижняя (сланцевая) была отнесена к юре, а следующая (песчаниковая) и все вышележащие — к мезозою без уточнения.

В 1912 г. было открыто Ягманское угольное месторождение. В связи с его изучением проводился ряд геологических исследований. Первое подробное геологическое описание района месторождения было дано И. И. Никшичем (1926г), установившим детальный разрез развитых здесь отложений. Определение собранной им флоры В. Д. Принадой, а фауны И. Е. Худяевым (1927) и В. Ф. Пчелинцевым (1927г) позволило установить среднеюрский возраст угленосной свиты и выявить присутствие здесь

байосских и батских слоев. В 1931—1934 гг. Е. А. Репман (1934, 1937) проводила разведку Ягманского месторождения и поиски угля в прилегающих районах. Ею детализирован разрез нижней и средней юры Ягманского месторождения, изучен разрез западного участка Шорли и получены данные о фациальной изменчивости ниже- и среднеюрских отложений Большого Балхана в целом.

Другой ряд работ, осветивших интересующие нас отложения, осуществлялся в связи с изучением водных ресурсов этого района. В 1924 г. производил исследования П. М. Васильевский, результаты которых вкратце приведены в двух его статьях (1924, 1926) и в статье работавшего с ним О. С. Вялова (1925). Две нижние свиты разреза, отвечающие двум свитам Андрусова (сланцы и песчаники), отнесены при этом к юре: сланцы к лейасу, песчаники к догеру, а в верхней части — к верхней юре.

В 1926 г. И. И. Никшичем и В. Н. Огневым (1928) при геологических исследованиях в районе Джебельских источников в юго-западной части Большого Балхана ниже отложений верхней юры были выделены четыре свиты, из которых три верхние отнесены к средней юре, а четвертая, наиболее древняя, — к лейасу. Фауна, собранная П. М. Васильевским, О. С. Вяловым и В. Н. Огневым, была частично определена и описана В. Ф. Пчелинцевым (1926, 1927а), подтвердившим наличие здесь байосских и батских форм. Та же стратиграфическая схема с небольшими уточнениями принята в последующих работах П. М. Васильевского (1932), А. В. Данова, Г. В. Богачева и некоторых других авторов. Не содержит новых стратиграфических данных сводки по угленосности юрских отложений А. С. Телетова (1928, 1929), В. В. Мокринского (1933, 1934), М. В. Баярунаса (1934), а также первая сводка по геологии Туркмении, опубликованная И. И. Никшичем, А. В. Дановым и П. М. Васильевским (1929).

Специальные стратиграфические исследования, осуществленные В. Ф. Пчелинцевым и Г. Я. Крымгольцем (1934), уточнили возраст отдельных стратиграфических подразделений на основании изученной и описанной авторами, а также определенной другими палеонтологами фауны.

Новые материалы по стратиграфии нижней и средней юры Большого Балхана были получены Н. П. Лупшовым и Е. Я. Старобинцем при исследованиях 1937 г. (Старобинец, 1940). Фауна, собранная ими в ряде горизонтов, позволила установить принадлежность большей, верхней части нижней сланцевой толщи к байосу, а самой нижней ее части — к лейасу. Установлена фациальная изменчивость отдельных свит по простиранию и намечена палеогеография района Большого Балхана в юрское время.

В 1948 г. новые находки лейасовых аммонитов, позволившие уточнить возраст сланцевой толщи, были сделаны К. Машрыковым (Крымголец, 1950).

Палеогеографической обстановке данного района в течение юрского периода уделяется значительное внимание в сводках В. Б. Порфирьева (1941) и П. А. Шехтмана (1941).

Как видно из краткого обзора литературы, касающейся ниже- и среднеюрских отложений Большого Балхана, число работ довольно велико. Однако стратиграфию этих образований нельзя признать достаточно изученной. Лишь в последние годы изучение фаунистических остатков позволило подойти к установлению границ отдельных ярусов; более же детальное расчленение на подъярусы и зоны только намечается для отдельных местных разрезов. Описание фауны имеется в ряде упомянутых печатных работ, но значительная часть сборов еще не изучена или только

определена. Описание некоторых ископаемых моллюсков из района Большого Балхана вошло в Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР (1947). Флору Ягмана по сборам Е. А. Репман изучала Т. А. Сикстель (1953). Растительные остатки из сборов других авторов определялись лишь частично.

Отложения нижней и средней юры слагают размытый свод Большебалханской антиклинали. Площадь их выходов составляет до 80 км в длину при ширине до 22 км. На западе она начинается у мыса Иртыкбурун, на востоке достигает колодца Балкую, на севере ограничена Огланлинской грядой; южной границей в восточной части служит хребет Большой Балхан, а западнее ст. Джебел рассматриваемые отложения перекрывают четвертичными образованиями. Верхние горизонты среднеюрских отложений появляются из-под более молодых еще в двух местах, в пределах дополнительных складок на крыльях основной антиклинали: 1) в восточной части структуры, на северном склоне Большого Балхана, у родника Даната, и 2) на южном склоне Большого Балхана, в овраге Ташлыдере.

Нижняя граница юрских отложений нигде не вскрыта. Повидимому, их подстилает сложно построенный фундамент, быть может палеозойского возраста. Некоторые данные о строении нижних горизонтов юрской толщи, не обнажающихся на поверхности, получены в результате бурения глубокой скважины, заложенной Туркменским геологическим управлением в наиболее поднятой части ядра Большебалханской антиклинали. Кверху среднеюрские образования согласно перекрываются верхнеюрскими, в низах которых встречена богатая келловейская фауна. В результате тектонических движений, имевших место в самом конце верхнеюрского времени, юрские отложения были собраны в складки и приподнятые части их частично размыты перед трансгрессией нижнемелового моря. В результате местами отложения верхней юры отсутствуют и неокомские породы залегают несогласно на различных горизонтах средней юры.

По литологическим признакам отложения нижней и средней юры Большого Балхана распадаются на две отчетливо различаемые толщи — нижнюю, сланцевую, известную в литературе под названием «нижних черных глинистых сланцев», и верхнюю, в составе которой преобладают песчаники. Граница этих толщ не совпадает с границей ярусов. Находки фауны в отдельных разрезах и прослеживание выделенных горизонтов позволяют в настоящее время наметить положение границ нижней и средней юры, а также байоса и бата в пределах всего района. Это позволяет дать описание нижне- и среднеюрских отложений Большого Балхана в соответствии с общепринятыми стратиграфическими подразделениями, а не по литологическим комплексам, как это делалось ранее. Характеристика отложений сделана в значительной степени по данным Н. П. Луппова и Е. Я. Старобинца.

Верхний лейас. К верхнему лейасу относятся нижние горизонты сланцевой толщи, обнажающиеся в ядре антиклинали близ колодца Карачагыл. Они развиты на площади примерно 10 км². С юго-запада они перекрывают четвертичными отложениями, с других сторон хорошо прослеживается изменение в направлении залегания слоев, что позволяет оконтурить площадь выходов этих наиболее древних отложений Большого Балхана.

Отложения верхнего лейаса представлены однородными плотными глинистыми сланцами темносерого, почти черного цвета (рис. 12). Среди них встречаются довольно частые маломощные прослои средне- и грубо-

зернистого песчаника. В одном из таких прослоев в средней части толщи, достигающем 0,5 м мощности, наблюдается переход в мелкогалечный конгломерат, среди зерен которого встречаются многочисленные обломки изверженных пород. В верхней части данной свиты, кроме того, присутствуют погруженные в сланцы крупные глыбы и обломки изверженных пород; размер обломков 0,2—0,6 м, реже до 1,5—2 м в поперечнике. Среди них преобладают граниты, встречаются также кварцевые порфиры и порфириды. Другой характерной особенностью этой части разреза являются мелкие конкреции сидерита, включенные в сланцы.

В слое грубозернистого песчаника Н. П. Лупповым в 1937 г. были встречены ядра пластинчатожаберных, брахиопод и ростры белемнитов. Часть последних может быть отождествлена с *Holcobelus tschegemensis* Grimh. из нижнеааленских отложений Кавказа, другие приближаются к тоарскому *Mesoteuthis oxycona* Nehl. Эти определения, сделанные Г. Я. Крымгольцем (1950), и послужили основанием для отнесения данной свиты к верхнему лейасу. Видимая мощность ее составляет около 250 м.

Буровая скважина, заложенная Туркменским геологическим управлением в размытом ядре антиклинальной структуры у колодца Карачагыл, до глубины 480 м не вышла из нижнеюрской сланцевой толщи. По данным бурения, толща сохраняет свои характерные особенности, но в ней увеличивается количество прослоев песчаника.

Второй участок, где имеются выходы на поверхность нижнеюрских отложений (на площади 1,5 км²), расположен к востоку от Карачагыла, у колодцев Чалой. Здесь К. Машрыковым в 1948 г. были найдены остатки фауны, среди которой Г. Я. Крымгольцем (1950) определены аммониты *Phylloceras* (*Holcophylloceras*) cf. *ultramontanum* Zitt., *Pseudoliticeras* sp. и *Dactyliticeras* cf. *gracile* Simps., а также *Spiriferina* sp. Присутствие этих форм свидетельствует о наличии здесь верхнего лейаса, скорее всего тоарского яруса.

Байосский ярус. К этому ярусу относятся большая часть «нижних черных глинистых сланцев» и незначительная нижняя часть вышележащей песчанико-сланцевой толщи. Отложения байоса окаймляют с севера, востока и юга выходы нижней юры у колодцев Карачагыл и Чалой и протягиваются отсюда на восток широкой полосой до колодцев Балкую, а на запад — суживающейся полосой до середины расстания между колодцами Карайман и Борджоклы (см. рис. 73).

Отложения байосского яруса представлены главным образом черными или темносерыми плотными глинистыми сланцами, подобными ниже лежащим. Они совершенно не вскипают с соляной кислотой и на поверхности образуют при выветривании мелкощебенчатую россыпь. В сланцах часто встречаются различные конкреционные образования. Во всей толще весьма обычны округлые сидеритовые и мергельные конкреции до 0,2—0,4 м в поперечнике. В верхней части толщи встречаются также мелкие, обычно до 5 см, шаровидные или неправильной формы конкреции сидерита, образующие сплошные слои мощностью до 0,1—0,25 м. По внеш-

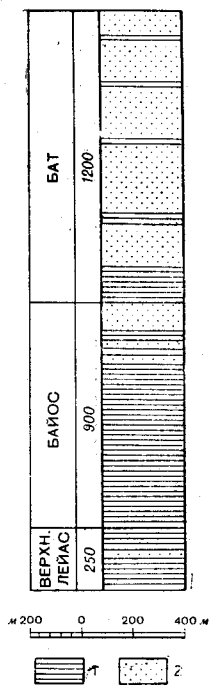


Рис. 12. Разрез нижней и средней юры Большого Балхана

1—глинистые сланцы;
2—песчаники

нему виду эти слои напоминают конгломерат. Образование их, согласно Н. П. Луппову, повидимому, было связано с подводным размывом только что отложившихся осадков, причем выносился пелитовый материал и происходило накопление конкреций. Далее следует отметить крупные мергельные конкреции в виде караваев, достигающие диаметра 1 м при высоте до 0,3—0,35 м. Они располагаются слоями, образуя как бы прерывистые пласты.

Изредка в сланцах наблюдаются маломощные (до 0,1—0,15 м) прослой плотных мелкозернистых песчаников. Они состоят из угловатых обломков кварца, полевых шпатов, кремнистых и кремнисто-глинистых пород. Цемент известковистый, загрязненный окислами железа.

В верхней части байоса мощность пластов песчаников увеличивается, и обычно байосские отложения заканчиваются пачкой тонкоплитчатых песчаников. Это наблюдается, в частности, в районе Меулама, где соответствующие песчаники были выделены И. И. Никшичем и В. Н. Огневым (1928) под названием копчугайских. Мощность пачки копчугайских песчаников достигает 107 м. Они прослеживаются на протяжении примерно 18 км, постепенно обогащаясь к востоку прослоями сланцев. Несмотря на значительную фаціальную изменчивость по простиранию, обогащение песчаниками верхней части байосских отложений является повсеместным.

К северо-северо-западу от Карачагыла к верхним горизонтам байосских сланцев приурочены глыбы изверженных пород, аналогичные тем, которые указаны в отложениях лейаса. Возможно, к верхам байоса относятся также развитые здесь конгломераты, состоящие из галек и валунов изверженных пород, среди которых встречаются крупные глыбы гранита до 1 м диаметром.

Общая мощность байосских отложений составляет 800—900 м, возрастающая в районе Шорли до 1200 м, а быть может и более, за счет увеличения мощности верхней песчанико-сланцевой части.

Органические остатки, как и в нижележащей части разреза, весьма редки. В сланцах обычно встречаются лишь неопределимые остатки пеллеципод, и только в нескольких пунктах была встречена в конкрециях или пластах песчаника богатая фауна. В верхней половине свиты у Карачагыла Н. П. Лупповым были встречены: *Lytoceras (Nannolytoceras) subovale* В u c k m., *Phylloceras* ex gr. *heterophyllum* S o w., *Oppelta* cf. *praeradiata* D o u v., *Sphaeroceras brongniarti* S o w., *Sph. globus* В u c k m., *Stephanoceras umbilicum* Q u e n s t., *St.* cf. *humphriestianum* S o w. и др. Эти формы, определенные Г. Я. Крымгольцем (1950), позволяют отнести соответствующие слои к верхам нижнего или к низам верхнего байоса. А. С. Моисеевым отсюда же были определены *Septaliphoria balchanensis* M o i s e e v, *Aulacothyris* ex gr. *beyrichi* O p p. и *Zeilleria* sp. Повидимому, к тому же или занимающему близкое стратиграфическое положение горизонту относятся аммониты, найденные у колодца Чалой П. М. Васильевским (1926), сборы которого не были определены. Из этой же части разреза происходит описанная В. Ф. Пчелинцевым байосская *Pleurotomaria palaemon* O g b. var. *würtembergensis* S i e b. (Пчелинцев и Крымголец, 1934). Отмеченный горизонт с фауной отделен от нижележащего, верхнелейасового 500-метровой толщиной. Весьма вероятно, что в эту толщу входят и верхнеааленские отложения, которые пока не представляется возможным выделить вследствие отсутствия фауны. Поэтому отнесение описываемой свиты только к байосу является условным.

В верхней части байосских отложений, обогащенной песчаниками, фауна встречается чаще. Она была обнаружена в различных частях

района: у колодца Карачагыл, на Ягманском каменноугольном месторождении, в гряде Ягман-Даг и у жязиры Копчугай. Из этих слоев известны: *Astarte pulla* Roem., *Ceromya bajosiana* Orb., *Pseudomonotis echinata* Smith, *Pteroperna plana* Morr. et Lyc., *Opis similis* Sow., *Pinna buchi* Koch et Dunk., *Entolium (Syncyclonema) spathulatum* Roem., *Modiola balakhanensis* Pčel., *Dicroloma dublieri* Orb., *Phylloceras* aff. *disputabile* Zitt., *Parkinsonia doneziana* Boriss., *P. subdoneziana* Khud., *P. orbignyana* Wetz., *P. balakhanensis* Khud., *Garantia* cf. *garantiana* Orb., *G.* cf. *minima* Wetz., *Holcobelus* cf. *blainvillei* Voltz и др. По фауне аммонитов этот горизонт должен быть отнесен к верхней части верхнего байоса, чему не противоречат и остальные формы, дающие меньшие основания для точного определения их стратиграфического положения.

Батский ярус. К этому ярусу относится большая часть песчанико-сланцевой толщи Большого Балхана. Батские отложения развиты в периферической части размытого свода антиклинальной структуры, образуя две полосы в крыльях антиклинали (см. рис. 73). Одна из них протягивается вдоль северного обрыва Большого Балхана, продолжаясь к западу в гряде Ягман-Даг. Вторая прослеживается вдоль южного основания Огланлинской гряды. К востоку она прерывается, а к западу расширяется и достигает наибольшей ширины у горы Кошаджульба; еще западнее, к югу от гряды Борджоклы, видны лишь небольшие выходы батских образований.

Батские отложения вскрыты также на южном склоне Большого Балхана в овраге Ташлыдере и на северном склоне близ родника Даната.

Батские отложения выражены серией чередующихся слоев песчаников и сланцев. Песчаники преобладают, то образуя монолитные пачки, то перемежаясь с тонкими прослоями сланцев. Они состоят главным образом из зерен кварца, в меньшем количестве присутствуют плагиоклазы, обломки кремнистых и кремнисто-глинистых пород. Цемент песчаников известковый, реже известково-железистый или глинистый. Различаются мелкозернистые и крупнозернистые песчаники. Первые обычно тонкослоистые, плитчатые, чередуются почти всегда с тонкими прослоями сланцев. Вторые — массивные, порой содержат мелкий кварцевый гравий и переходят в гравийный конгломерат; слоистость их менее отчетлива, иногда наблюдается косая слоистость. Массивные песчаники образуют мощные пласты и целые толщи в несколько десятков и до сотни метров. Часты прослои, содержащие растительные остатки. Второй тип песчаников образовался в более мелководной зоне, чем первый. Он развит преимущественно на северном крыле Большебалханской антиклинали и приурочен здесь к верхней половине батских отложений.

Второй группой пород, обычных для батского яруса, являются глинистые и песчано-глинистые сланцы темносерого, серого или зеленоватосерого цвета. Они образуют по преимуществу тонкие прослои между песчаниками и лишь изредка слагают более мощные пачки. Последние достигают наибольшей мощности (до 100 м и более) и развития на южном крыле Большебалханской антиклинали (ташарватские глинистые сланцы). В сланцах встречаются прослои мелких сидеритовых конкреций и отдельные более крупные конкреции мергеля и сидерита.

Более редкими разновидностями пород, слагающих данную свиту, являются песчанистый и обломочный органогенный известняки, образующие небольшие пропластки, а также маломощные пласты и линзы конгломерата из хорошо окатанных кварцевых и кремнистых галек.

Наконец, надо отметить присутствие углистых образований. В большинстве случаев это обогащенные углистым веществом глинистые сланцы мощностью до 2 м, реже встречаются прослой углей мощностью до 0,7 м. Угли приурочены главным образом к низам батских отложений и почти исключительно к северной полосе их развития. Наибольшая концентрация углей наблюдается в районе Ягманского месторождения.

Характер разреза батских отложений не выдерживается по простиранию, и их подразделение, предложенное И. И. Никишичем и В. Н. Огневым (1928), не может быть распространено на другие участки Большого Балхана. В направлении с востока на запад и с юга на север можно отметить увеличение мощности отложений и увеличение роли песчаников за счет глинистых пород.

Верхняя граница батского яруса благодаря смене литологического состава и наличию в основании келловей слоев с фауной вполне отчетлива. Нижняя его граница, как отмечалось выше, устанавливается путем интерполяции между пунктами, где она определяется по фаунистическим находкам. Мощность батских отложений очень непостоянна. В среднем она составляет примерно 1200—1300 м. На южном крыле Большебалханской антиклинали у Меулама она равна 1000 м, а на северном крыле у горы Кошаджульба возрастает до 1700 м.

Остатки фауны в батских отложениях находятся сравнительно часто, но распределены они неравномерно. Фауна представлена преимущественно пластинчатожаберными, сохранность которых далеко не всегда допускает определение. Реже встречаются аммониты, позволяющие делать точные заключения о возрасте слоев.

В нижней части батских отложений сборы фауны были произведены на южном крыле у Меулама и в гряде Ягман-Даг, а на северном — в окрестностях Ягманского угольного месторождения, у Карачагыла и западнее в районе Шорли. Из этой части разреза известны *Macrodon verevkinense* Boriss., *M. jagmanense* Pčel., *Astarte minima* Phill., *Protocardia ovalis* Pčel., *Goniomya baysunensis* Boriss., *G. proboscidea* Ag., *Pseudomonotis echinata* Smith, *Posidonia buchi* Roem., *Pinna buchi* Koch et Dunk., *Entolium ivanovi* Pčel., *Camptonectes lens* Sow., *Variatimussonium personatum* Ziet., *Modiola sowerbyi* Orb., *Amberleya bathis* Orb., *Cryptaulax diplophyum* Cossm., *Dioloroma loriert* Orb., *Lytoceras adalae* Orb., *Parkinsonia balakhanensis* Khud., *P. neuffensis* Opp., *P. harmonulata* Khud., *P. subharmonulata* Khud., *P. cf. subaristis* Wetz., и др. Нижнебатский возраст слоев, включающих эти формы, не вызывает сомнения.

В более высоких горизонтах батского яруса были найдены *Phylloceras* aff. *viator* Orb. и *Hectioceras recticostatum* Gross., позволяющие говорить о верхнебатском возрасте отложений, а также пластинчатожаберные: *Cucullaea concinna* Phill., *Astarte minima* Phill., *Isocyprina antlopa* Orb., *Goniomya litterata* Ag., *Lima duplicata* Sow., *Entolium ivanovi* Pčel., *Exogyra reniformis* Goldf. и др.

Отличную по составу фауну указывает Е. А. Репман из соответствующих отложений района Шорли. Здесь в средней части батской толщи найдены *Pteroperna pygmaea* Dum., *Chemnitzia lonsdalei* Morr. et Lус., *Nerinea granulata* Philippi и др.

Хорошо сохранившиеся остатки растений на Большом Балхане были собраны и определены из двух горизонтов: 1) лежащего в основании отложений, относимых нами к бату (Ягман, Шорли), и 2) находящегося примерно в 650 м выше.

Из Ягмана В. Д. Принада определил *Contopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *C. quinqueloba* Phill., *Cladophlebis denticulata* (Brongn.) Font., *Dictyophyllum* sp., *Annulariopsis* sp., *Taeniopteris* cf. *vittata* Brongn., *Williamsonia pecten* Phill., *Nilssonia orientalis* Heer, *Elatides Muensteri* Schenk, *Thinnfeldia rhomboidalis* Ett. и др. Количество определенных до вида форм здесь весьма невелико, но можно отметить присутствие форм рэтского и нижнелейасового типа, а наряду с этим и более молодых. И. И. Никшичем, в работе которого (1926 г.) опубликован данный список, принимается среднеюрский возраст этой флоры.

Растительные остатки из района Шорли были монографически изучены Т. А. Сикстель (1953). Из нижнего горизонта, отвечающего вышеуказанному горизонту Ягмана, ею приводятся *Thaumatopteris Remauryi* (Zeill.) Oishi, *Cladophlebis* cf. *lobifolia* (Phill) Sew., *Gleichenites* cf. *cycadina* Sew., *Marattiopsis Muensteri* Goerr., *Sagenopteris Nilssoniana* Brongn., *Dictyophyllum* sp., *Equisetites columnaris* Brongn., *Taeniopteris ferganensis* Brick, *Nilssonia polymorpha* Schenk, *Ptilophyllum cutchense* Oldh. et Morr. и др. Т. А. Сикстель считает эту флору не моложе нижнелейасовой и сопоставляет ее с рэтской флорой ташкунтанской свиты.

В верхнем горизонте Т. А. Сикстель установила присутствие *Contopteris* sp., *C. jagmanica* Sixel и *Equisettes ferganensis* Sew. Возраст данной флоры не уточняется, отмечается лишь, что она моложе флоры нижнего горизонта.

Обращает на себя внимание разнородность состава одновременной флоры (Ягман, нижний горизонт Шорли) и несоответствие в выводах о возрасте, полученных на основе изучения фауны и растительных остатков. Не останавливаясь на этих вопросах, подробнее освещенных ниже, в статье М. И. Брик, укажем лишь на необходимость проведения новых сборов, дальнейшего изучения юрской флоры Большого Балхана и сопоставления ее с растительными комплексами юры в других районах Средней Азии.

Палеогеографические условия. Из сказанного видно, что в районе Большого Балхана развита мощная толща морских терригенных осадков. Начало ее накопления относится к концу нижнеюрского времени. Без перерыва тот же процесс продолжался в течение всей среднеюрской эпохи. Характер осадков и наличие на различных уровнях остатков морской фауны свидетельствуют об образовании их в морских условиях. Значительная мощность рассматриваемой толщи, превышающая 2000 м, может быть объяснена лишь при условии допущения постоянного прогибания данного участка земной коры. Прогибание происходило постепенно и равномерно, но в конце байосского времени скорость накопления осадков опередила скорость погружения дна данного водоема и произошло некоторое уменьшение средней глубины бассейна, что привело к смене сланцевой толщи песчанико-сланцевой.

Однородность сланцевой толщи, отлагавшейся в течение верхнелейасового и большей части байосского времени, почти полное отсутствие в ней примеси грубого обломочного материала и состав фауны, представленной главным образом аммонитами, а из пластинчатожаберных лишь формами с тонкостенными раковинами, свидетельствуют о сравнительной глубоководности бассейна. Присутствие вблизи колодца Карачагыл в нижней части сланцевой толщи (в верхнем лейасе) глыб и валунов магматических пород Н. П. Луппов объясняет следующим образом. Коренные

их выходы в то время выступали над уровнем моря и разрушались невдалеке к северу и северо-западу от нынешней области выходов юрских отложений Большого Балхана; при этом подводный склон был настолько крут, что изолированные глыбы под влиянием силы тяжести скатывались вниз и достигали глубоких участков морского дна. Характер осадков ниже- и среднеюрского моря Большого Балхана, естественно, зависел и от условий, имевших место в это время на прилегавшей суше, откуда происходил снос материала. Видимо, эта суша была в основном низменна и не отличалась расчлененностью рельефа, что способствовало преимущественному выносу пелитового материала.

В конце байосского времени произошло, как уже отмечалось, обмеление бассейна, а вместе с тем, быть может, и некоторый подъем суши, питавшей его терригенным материалом, что обусловило изменение состава последнего. Вследствие этого изменился состав осадков и в разрезе стали преобладать песчаники, к верхам батского яруса почти совершенно вытеснившие глинистые осадки. Отчетливо наблюдается увеличение крупности зерна по направлению к северу и северо-западу, подтверждающее, что именно в этом направлении находилась суша. В какой-то момент в начале данного этапа с суши вновь стали сноситься обломки магматических пород: в верхах байоса опять встречаются соответствующие включения. Однако в дальнейшем массивы изверженных пород, видимо, были настолько разрушены, что уже не давали крупнообломочного материала, хотя мелкие зерна магматических пород встречаются и в батских песчаниках.

Вместе с изменением фациального состава пород происходит изменение в характере фауны. В батских отложениях преобладают, а в верхней их части исключительно встречаются остатки пластинчатожаберных, характерных для мелководных условий. Вместе с тем в слоях появляется значительное количество остатков наземных растений, особенно в северной части района.

Изменчивость мощности песчаниковых осадков по простиранию, особенно резко выраженная в северной области их развития, вдоль Огланлинской гряды, возможно, связана с тем, что участки более мощного накопления лежат против устьев рек, впадавших с севера в среднеюрское море Большого Балхана. Интересно, что к этим же участкам приурочена и максимальная угленосность.

Балханские угли развиты лишь на северном крыле антиклинали. Согласно Ю. А. Жемчужникову и З. А. Ергольской (1936), производившим микроскопическое изучение ягманских углей, последние состоят в основном из бесструктурного прозрачного гумусового вещества. Сравнительно малочисленные форменные элементы представлены преимущественно кутинизированными остатками, частями листьев, кутикулы, оболочек спор и пыльцы; стеблевые ткани почти отсутствуют. Г. Л. Стадников (1937), исходя из данных химического и микроскопического изучения углей Ягмана, указывает, что они образовались под водой, вначале при слабом доступе воздуха, а затем в анаэробных условиях. Наконец, необходимо отметить согласное залегание углей и слоев с растительными остатками среди пластов с морской фауной без следов каких-либо изменений в условиях осадконакопления внутри этой толщи. Все это говорит о том, что накопление растительного материала происходило в подвижной зоне окраины морского бассейна. Растения, из которых образовался уголь, вероятно, приносились сюда реками с расположенного севернее континента, частично же, может быть, произрастали на месте в дельтах рек.

В течение всего рассмотренного времени в пределах Большого Балхана находился морской бассейн, а непосредственно к северу от этого района начиналась суша. Вначале бассейн был сравнительно глубоководен, затем он стал мелеть, особенно в северной прибрежной части. Это море продолжало существовать и в верхнеюрскую эпоху, в самом начале которой оно расширилось и затопило значительно разрушенную к тому времени поверхность континента.

Туаркыр

В середине прошлого столетия в Туаркырском районе при топографической съемке были обнаружены ископаемые угли (Галкин, 1868). Геологическое строение района было в общих чертах освещено лишь в конце столетия работами Н. И. Андрусова (1889, 1905), установившего присутствие верхнеюрских и меловых осадков. В работе Ф. Маевского (1897) указывается на приуроченность углей Туаркырского района к юрской системе. Первые обстоятельные данные об угленосных отложениях Туаркыра были получены Н. П. Лупповым (1931, 1932), установившим площадь их развития и выяснившим общий характер их разреза и взаимоотношение с подстилающими и вышележащими толщами. Угленосные отложения были отнесены им к средней юре. Эти данные были дополнены тем же автором при исследованиях 1934 г., когда из угленосной толщи был выделен и прослежен горизонт с морской фауной.

С 1932 г. в районе начались исследования угленосности (Данов, 1932а; Захаревич, 1934). В. А. Захаревичем была предложена схема литологического расчленения угленосных отложений на восемь комплексов. Некоторые данные по интересующим нас отложениям приводятся в работах, освещающих специальные вопросы петрографии и химии туаркырских углей (Жемчужников и Ергольская, 1936; Русанова, 1936; Стадников, 1937; Кузичкина, 1941). С. И. Левицким (1937) большая часть угленосных отложений Туаркыра рассматривается как нижнеюрские образования. В сводке П. А. Шехтмана по угленосным отложениям Средней Азии (1941) вся угленосная толща Туаркыра отнесена к средней юре, не древнее верхнего байоса. Возможность этих разногласий обуславливалась недостаточной изученностью как самих отложений, так и собранных в них органических остатков, преимущественно растений. Последние определялись М. И. Брик, А. И. Тургановой-Кетовой и Т. А. Сикстель.

Изучение отложений нижней и средней юры в Туаркыре было возобновлено в 1949 г. при геологической съемке, начатой Туркменским геологическим управлением. При этих исследованиях В. С. Курбатовым были выделены из угленосной толщи Туаркыра отложения лейаса, а вышележащие отложения разделены на континентальную и морскую серии. Установлено также, что континентальная толща средней юры залегает на отложениях нижней юры с угловым несогласием, а между континентальной и морской толщей средней юры имеются признаки размыва.

Интересующие нас отложения в Туаркырском районе развиты в сводовой части Туаркырской антиклинали на площади около 100 км в длину при 25 км максимальной ширины. Окаймляющие ядерную часть моноклиналильные гряды сложены верхнеюрскими известняками, а в юго-западной части площадь развития юрских отложений сменяется выходами более древних палеозойских и триасовых пород. К югу от Туаркырской антиклинали верхние горизонты средней юры обнажаются в ядре значительно меньшей по размерам Бейнеуской брахиантиклинали на площади до 5 км в длину при 1 км ширины.

Юрские угленосные отложения лежат на размытой поверхности триасовых, пермских и более древних палеозойских отложений. Дислоцированность нижележащих свит приводит к резкому угловому несогласию между ними и юрой, причем в верхах пермской аманбулакской свиты местами отчетливо видны изменения, вызванные предюрским выветриванием.

Нижняя юра. Нижнеюрские отложения впервые выделены как самостоятельный стратиграфический горизонт В. С. Курбатовым в 1949 г.; ранее они не отделялись от вышележащей среднеюрской угленосной толщи.

Эти отложения обнажаются на незначительной площади в ядре Туаркырской антиклинали, где они окаймляют узкой прерывистой полосой возвышенности Кизылкия, сложенные более древними породами (см. рис. 7). Во вторичном залегании гальки нижнеюрских пород присутствуют в среднеюрских песчаниках у колодцев Туар.

Нижнеюрские отложения залегают с резким угловым несогласием на палеозойских и нижнетриасовых породах. Представлены они пластами бокситоподобных пород, глинистых песчаников, глин, углистой глины и угля (рис. 13). В нижней и средней части породы окрашены преимущественно в красный цвет, что связано, вероятно, с размытием красноцветных отложений аманбулакской свиты. В верхней части цвет пород преимущественно темносерый и черный благодаря наличию в породах углистых образований. Нижнеюрская толща характеризуется крайним непостоянством разреза. Мощность толщи не превышает 45—50 м.

Наиболее охарактеризованный флорой разрез записан В. С. Курбатовым в 3 км к востоку от первой возвышенности Кизылкия. Здесь обнажаются:

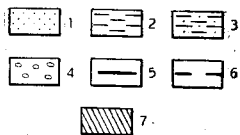
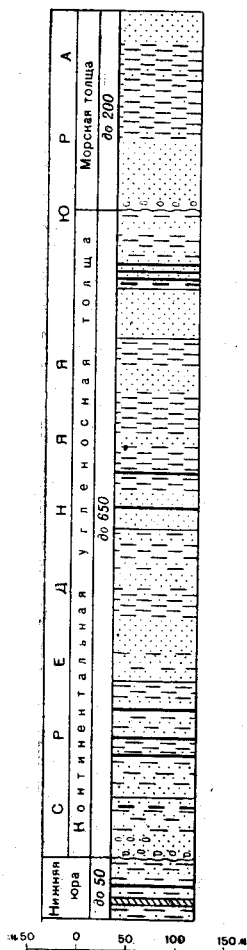


Рис. 13. Разрез нижней и средней юры Туаркыра (по В. С. Курбатову)

1—песчаник; 2—глина; 3—песчанистая глина; 4—конгломерат; 5—уголь; 6—углистая глина; 7—бокситоподобная порода

1. Глина светлозеленая, плотная	4,0 м
2. Песчаник глинистый с редкими отпечатками флоры	0,65 „
3. Глина красно-бурая в кровле и серовато-зеленая в подошве слоя с отпечатками флоры	2,65 „
4. Бокситоподобные породы кирпично-красного цвета	2,50 „
5. Чередование пластов глин песчанистых, углистых и угля (один слой угля мощностью 0,13 м, другой 0,70 м)	6,53 „
6. Глина песчанистая, светлосерая, местами бурая с изобилием растительных остатков	1,70 „
7. Песчаник тонкозернистый, пестроокрашенный с остатками мелких корней растений	1,94 „
8. Глина бурая	0,07 „
9. Песчаник разнозернистый, буровато-серый, косослоистый	0,75 „
10. Глина, в основании слоя серая, выше светлокориценая, с кусками обуглившейся древесины	0,85 „

Общая мощность разреза 21,64 м.

У южного окончания пятой возвышенности Кизылкия разрез нижней юры начинают бокситоподобные породы, достигающие мощности 20 м. В останице на юго-западном склоне третьей возвышенности Кизылкия основное развитие имеют пласты углистого горизонта, залегающие выше бокситоподобных пород, а бокситовый горизонт представлен глинами серовато-коричневого цвета с растительными остатками в низах и с отдельными оолитовыми плотными бокситоподобными скоплениями в верхах горизонта. Мощность всего горизонта здесь не превышает 2,5—3 м.

Растительные остатки, собранные В. С. Курбатовым в слоях 3 и 6 приведенного разреза, представлены следующими формами (по определению М. И. Брик): *Phlebopteris Muensteri* (Schenk) Hirm. et Hoer., *Phl. turcmenica* Brick (sp. n.), *Coniopteris ferganensis* Pryn., *C. cf. latifolia* Brick, *C. spectabilis* Brick, *Hausmannia spectabilis* Brick (sp. n.), *Thaumatopteris schenkii* Nath., *Th. sp.*, *Cladophlebis* sp. ex gr. *denticulata* (Brongn.) Font., *Lycopodites tenerrimus* Heer, *Nilssoniaserrata* Pryn., *N. sp.*, *Taeniopteris ferganensis* Brick, *Pterophyllum Tietzei* Schenk, *Ctenis* sp., *Phoenicopsys* sp., *Sphenobaiera* sp., *Pagtophyllum* sp., *Podozamites* sp., *Rhizomopteris* sp.

Наличие в составе флоры (в слое 3) папоротников, относящихся к семействам Dipteridaceae (*Thaumatopteris*, *Hausmannia*) и Matoniaceae (*Phlebopteris*), может служить, по заключению М. И. Брик, подтверждением нижнеюрского возраста отложений.

Средняя юра. Отложения среднеюрского возраста слагают обширную площадь в сводовой части Туаркырской антиклинали между грядами Туаркыр и Кыфигшем на западе, грядой Огры-Даг на востоке и широтой колодцев Геоктере на юге. Они прослеживаются с ССЗ на ЮЮВ на протяжении свыше 100 км. Ширина площади их распространения достигает 22 км. Кроме того, среднеюрские отложения обнажаются на небольшой площади в ядре Бейнеуской антиклинали. Среднеюрские отложения залегают на размытой поверхности нижнеюрских или с резким угловым несогласием на палеозойских и триасовых породах. Мощность отложений средней юры достигает, по данным В. С. Курбатова, 800—850 м.

Отложения средней юры подразделяются на две части: а) нижнюю, угленосную толщу континентального происхождения и б) верхнюю, в значительной степени, а может быть и целиком, имеющую морское происхождение. Это подразделение, впервые намеченное в 1934 г. Н. П. Лупповым, было затем прослежено и обосновано В. С. Курбатовым.

Континентальная угленосная толща представлена чередованием пластов, прослоев и линз песчаников, глинистых песчаников и песчанистых и непесчанистых глин, нередко переходящих друг в друга по простиранию. Несмотря на внешнее разнообразие, литологический характер отложений весьма непостоянен как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. В толще нет выдержанных маркирующих горизонтов. Характерны частая перемежаемость слоев различного литологического состава, изменчивость разреза на коротких расстояниях и наличие внутрiformационных разрывов. Указанные обстоятельства исключают возможность приведения единого стратиграфического разреза для всего района и затрудняют сопоставление разрезов различных участков между собой. В основании выделяются базальные песчаники, нередко содержащие линзы мелкогалечного конгломерата. Мощность их непостоянна, местами достигает 30—40 м.

Для расчленения всей остальной части толщи В. А. Захаревичем и позднее В. С. Курбатовым использовалось распределение в разрезе угленосных проявлений. В. А. Захаревичем (1934) были выделены три угленосных

горизонта (комплексы С, Е и G'). В последнее время В. С. Курбатовым выделяются два горизонта углепроявления, приуроченные к нижней и верхней частям угленосной толщи и разделенные промежуточным горизонтом, почти лишенным углепроявлений.

Мощность угленосной толщи непостоянна. В северо-западной части Туаркырской антиклинали она достигает, по В. С. Курбатову, 650 м, а в юго-восточной части уменьшается до 530 м.

Для характеристики угленосной толщи может быть приведен в схематизированном виде разрез по линии от высоты Аманбулак к колодцу Салахбент, записанный В. С. Курбатовым. Здесь на размытой поверхности нижнеюрских пород с угловым несогласием залегают:

1. Песчаники с линзами мелкогалечного конгломерата в подошве и с непостоянными прослоями серых глин в верхней части. Прослой глин местами содержит мелкие линзы угля 47 м
 2. Чередование плотных песчаников и глин, преимущественно серой окраски 35 „
 3. Чередование пластов темносерых до черных глин с пластами серых песчаников. К этой пачке приурочены три пласта угля мощностью 0,75, 0,30 и 0,70—0,90 м, залегающие в 18, 40 и 50 м от подошвы пачки, а также несколько более тонких пропластков угля мощностью по 0,05—0,06 м 55 „
 4. Чередование глинистых песчаников и песчаных глин с пластами плотных песчаников. Пачка завершается десятиметровым пластом серых, местами коричневых песчаных глин 135 „
 5. Чередование серых песчаников и темных, частично песчаных глин. Пачка содержит два пласта угля: нижний мощностью 0,45 м, залегающий в 21 м от подошвы, и верхний мощностью 0,50 м, залегающий в 90 м от подошвы пачки. Верхний пласт угля содержит прослой опок и опоквидных глин 148 „
 6. Песчаники серые, в средней части крупнозернистые, с глиняными катунами. Слои непостоянный, местами выклинивается до 46 „
 7. Чередование серых глин с пластами песчаников. В средней части наблюдаются три пласта угля мощностью по 0,08—0,15 м, залегающие в 15, 26 и 29 м от подошвы пачки 60—65 „
- Выше со следами размыва в основании залегают песчаники, начинающие верхнюю, морскую толщу средней юры.

В приведенном разрезе слой 1 представляет собой базальные песчаники, слой 2 и 3 характеризуют «горизонт нижнего углепроявления», слой 4 — промежуточный горизонт, а слой 5—7 — «горизонт верхнего углепроявления» схемы В. С. Курбатова.

В литологическом отношении в приведенном разрезе наблюдается преобладание в низах толщи глинистых пород, в средней ее части — песчаных, а в верхах — песчано-глинистых. Указанное соотношение литологических особенностей трех частей разреза сохраняется и южнее, на участке угольного месторождения Восточный Аманбулак, где строение угленосной толщи изучалось по данным колонкового бурения.

Севернее, на участке месторождения Чаирли строение толщи (по данным колонкового бурения) несколько изменяется. Здесь в низах толщи наблюдается частое чередование пластов песчаников с маломощными пластами и прослоями серых, черных и коричневых глин; углепроявления в этой части разреза слабые. Средняя (безугольная) часть толщи характеризуется сильной песчаностью, и мощность ее почти вдвое больше, чем в приведенном выше разрезе. Верхняя часть толщи на участке Чаирли представлена в основном глинистым комплексом пород и характеризуется более интенсивными углепроявлениями, чем в приведенном выше разрезе.

Среднеюрская угленосная толща содержит многочисленные остатки наземных растений. Из сборов Н. П. Луппова, В. А. Захаревича, Е. А. Рел-

ман и В. С. Курбатова, производившихся в разное время и определявших М. И. Брик, А. И. Турутановой-Кетовой и Т. А. Сикстель, известны следующие формы: *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *C. angustiloba* Brick, *Klukia exilis* (Phill.) Racib., *Cladophlebis hatburnensis* (Lind. et Hut.) Sew., *Cl. lobifolia* (Phill.) Sew., *Cl. whitbiensis* Brongn., *Sagenopteris cuneata* (Lind. et Hut.) Morr., *Equisetites ferganensis* Sew., *E. Hallet Thomas*, *Taeniopteris vittata* Brongn., *Anomozamites Nilssonii* (Phill.) Sew., *A. minor* Brongn., *Nilssonia acuminata* Presl., *N. Inouyei* Yok., *Ginkgoites lepida* Heer, *Baiera Czekanowskiana* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Carpolithes cinctus* Nath. и др. Подобный комплекс растений характерен для среднеюрской флоры Средней Азии.

В низах верхней части угленосной толщи В. С. Курбатовым и М. П. Сукачевой в 1951 г. обнаружен горизонт с пресноводными пластинчатожаберными. Из этого горизонта Г. Г. Мартинсоном определены *Pseudocardinia subacuminata* Tschern. (описанная Б. И. Чернышевым из ферганской юры) и *Unio* sp. Первая из названных форм характерна для отложений Ферганы, ранее относившихся к нижней юре, но в действительности, согласно Г. Г. Мартинсону, имеющих среднеюрский возраст.

Морская толща средней юры, в отличие от угленосной, характеризуется большим постоянством разреза. Эта толща начинается очень выдержанным горизонтом массивных средне- и крупнозернистых песчаников с крупными шаровыми конкрециями, который прослежен почти по всей площади выходов среднеюрских отложений в пределах Туаркырской антиклинали. Песчаники залегают на размытой поверхности угленосной толщи и содержат валуны и гальки песчаников и катуны глин, переотложенные из угленосной толщи, а в отдельных случаях также окатанные гальки метаморфических пород. Характерная особенность песчаников — наличие в них многочисленных ожелезненных и окремненных обломков стволов деревьев, нередко достигающих крупных размеров. Мощность песчаников колеблется в пределах от 25 до 40 м.

Выше следует песчано-глинистый комплекс отложений, в котором значительное развитие имеют глины, нередко гипсоносные, серого или зеленого, а местами красного и коричневого цвета. На северо-востоке (Доунгра, Кафаклы) в этой части разреза присутствует второй горизонт песчаников с шаровыми конкрециями, залегающий на 40—45 м выше первого. В разрезе горы Чаирли Н. П. Лупповым в верхней части толщи указывается пласт угля мощностью 0,40 м.

Общая мощность отложений морской среднеюрской толщи, по В. С. Курбатову, достигает 200 м.

Для характеристики толщи может быть приведен разрез, записанный В. С. Курбатовым в 2 км южнее колодцев Туар. Здесь на размытой поверхности угленосной толщи залегают:

1. Линзовидное переслаивание средне- и крупнозернистых песчаников серого цвета с розоватым оттенком; отдельные линзы сложены гравийным материалом. В нижней части песчаники переходят в конгломераты из галек и валунов песчаников угленосной толщи размером от 1 до 30 см в поперечнике, большей частью хорошо окатанных. В конгломерате встречаются ожелезненные обломки древесины, иногда достигающие крупных размеров

26—27 м

2. Песчаники среднезернистые, серые с многочисленными крупными (до 2 м) караваеобразными и более мелкими шаровыми конкрециями, иногда сливающимися между собой

14,5 „

3. Глины серые, тонкослоистые, в основании и в кровле светлые, более песчаные, с железистыми корками, в средней части тем-

- носерые, местами углистые. Содержат многочисленныe, частью обуглившися остатки мелких стеблей и листьев
4. Частое переслаивание тонкозернистых глинистых песчаников бурого и красновато-фиолетового цвета с подчиненными им пластами (до 2 м) плотных серых песчаников. В нижней части присутствуют караваобразные и шаровые конкреции до 1,5 м в диаметре. Во всей толще встречаются плохо сохранившися обугленные растительные остатки. В верхней части залегает пласт известковистых глин и мергелей с остатками морской фауны
5. Глины серовато-бурые, сильно известковистые с маломощными прослоями серых песчаников, содержащими крупные известково-песчаные конкреции. В нижней части в глинах встречаются многочисленные остатки крупных устриц
6. Чередование глин, песчанистых глин и песчаников. Песчаники содержат шаровые конкреции. В кровле залегает пласт (0,3 м) красновато-серого песчанистого известняка с фауной
7. Песчаники, в основании глинистые, красновато-бурые, выше массивные, светлобурые, с двумя пластами серых плитчатых песчаников
- Общая мощность 142 м.

8 м

37 „

19,5 „

8 „

29 „

Выше без видимого несогласия залегают зеленые гипсоносные глины с прослоями серого и желтого песка, относящиеся к келловею.

Рассматриваемые отложения содержат многочисленные остатки морских пластинчатожаберных. Здесь встречаются следующие формы, определенные Г. Т. Пчелинцевой из сборов В. С. Курбатова: *Macrodon* sp., *Astarte* cf. *pulla* Roem., *Protocardia* sp., *Tancredia* sp., *Pseudomonotis* sp., *Oxytoma* sp., *Camptonectes* cf. *lens* Sow., *Lima* sp., *Liostrea acuminata* Goldf., *Mytilus* cf. *lonsdalei* Mott. и др. Из этой же толщи известны *Leda lacryma* Sow., *Myopsis jurassi* Ag., *Liostrea (Deltoideum)* aff. *hemideltoidea* Lah. и *Modiola gigantea* Quenst., определенные В. Ф. Пчелинцевым из более ранних сборов Н. П. Луппова. Приведенный список фауны указывает на среднеюрский возраст, причем по общему комплексу Г. Т. Пчелинцева считает более вероятным батский возраст отложений.

Помимо остатков морской фауны, в этой толще встречаются также остатки наземных растений. Состав флоры может быть охарактеризован следующим списком (по определениям А. И. Турутановой-Кетовой и В. Д. Принады из сборов Н. П. Луппова): *Contopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *C. angustiloba* Brick, *Cladophlebis habburnensis* (Lind. et Hut.) Sew., *Equisettes Beanii* (Bunb.) Sew., *Taeniopteris vittata* Brongn., *Williamsonia pecten* Phill., *Nillsonia orientalis* Heer, *Podozamites lanceolatus* Lind. et. Hut., *Elatides* cf. *Muensteri* Schenk. Из сборов В. С. Курбатова М. И. Брик определила также *Coniopteris Fursenkoi* Ргун., *Phoenicopsis angustifolia* Heer и *Pityophyllum* sp. Состав флоры в этой толще существенно не отличается от флоры угленосной толщи и, подобно последней, указывает на среднеюрский возраст.

Палеогеографические условия. Имеющиеся данные позволяют считать, что в течение нижнеюрского и большей части среднеюрского времени в районе Туаркыра господствовали континентальные условия. В нижнеюрское время рельеф местности, видимо, был более или менее расчленен и осадконакопление происходило на отдельных относительно небольших участках. Характер нижнеюрских пород свидетельствует об интенсивности выветривания и незначительном переносе образующихся продуктов разрушения. Накопление бокситоподобных пород может быть поставлено в связь с жарким влажным климатом. К концу времени накопления нижнеюрских образований развилась богатая наземная растительность, за счет которой происходило накопление углистого вещества.

В конце нижнеюрской — начале среднеюрской эпохи район Туаркыра испытал тектонические движения, о чем свидетельствуют ясные следы перерыва и угловое несогласие, наблюдаемые повсюду между соответствующими отложениями. Во время этого перерыва нижнеюрские отложения могли быть в более или менее значительной степени уничтожены.

Среднеюрские образования пользуются значительно большим распространением, чем нижнеюрские. Их нижняя часть (угленосная толща) возникла также в ко́нтинентальных условиях, но, видимо, в обстановке более выравненного, низменного участка суши. Наличие в этой толще в ряде случаев следов местного внутриформационного размыва, небольшая мощность отдельных слоев и быстрая изменчивость их по простиранию говорят о частой местной изменчивости условий, об отсутствии здесь единого бассейна, в котором происходило отложение этих осадков. Повидимому, во время отложения среднеюрской угленосной толщи территория Туаркыра представляла обширную аккумулятивную равнину, на которой отлагался терригенный материал, приносимый реками из более удаленных участков континента. Он отлагался в долинах рек, часто менявших свое русло, и в озерных водоемах. Богато развитая в условиях относительно влажного климата наземная растительность накапливалась на дне водоемов и на заболоченных пространствах между ними, давая в ряде случаев начало образованию угольных пластов.

Изучение петрографического состава углей приводит к заключению об образовании их в неоднородных условиях. В одних случаях имело место накопление растительного материала на месте, в других он испытывал перемещение. Так, по мнению О. Д. Русановой (1936), угли месторождений Чаирли и Западный Аманбулак образовались автохтонным путем. Угольные пласты здесь тесно связаны с подстилающей породой, представленной в Западном Аманбулаке болотной почвой, заключающей корневые образования; количество органического вещества в этом древнем почвенном слое постепенно увеличивается кверху.

Изученный тем же автором пласт угля месторождения Восточный Аманбулак, наоборот, должен рассматриваться как аллохтонный. Он отделен резкой границей от подстилающего слоя слабо сцементированного песчаника. Загрязненность в ряде случаев угольных пластов глиной и наличие включений кремневой породы объясняются О. Д. Русановой периодическим проникновением водных потоков, приносящих к месту накопления растительного вещества глинистый материал и растворимый кремнезем.

Аллохтонный характер углей Восточного Аманбулака подтверждается их петрографическим изучением, проведенным Ю. М. Кузичкиной (1941). Этот автор отмечает здесь беспорядочное скопление фрагментов главным образом грубых частей растений, полное отсутствие коровых тканей, почти полное отсутствие кутинизированных элементов, а также присутствие линз песчаника в самом угольном пласте. Имеющийся материал приводит исследователей к выводу, что образование углей Туаркыра происходило в условиях известного недостатка влажности. По мнению О. Д. Русановой (1936), в процессе накопления углей происходило неоднократное осушение водоемов, в которых они образовывались. Г. Л. Стадников (1937) также полагает, что туаркырские угли образовались в условиях хорошей аэрации.

Все это подтверждает намеченную выше картину существования в Туаркыре во время отложения угленосных осадков низменного заболоченного пространства с речными потоками и отдельными мелкими, периоди-

чески осушавшимися водоемами. Последние, возможно, сократились в период отложения средней части угленосной толщи средней юры.

Начавшееся во второй половине среднеюрского времени опускание рассматриваемого района обусловило проникновение сюда морских вод. Море покрыло весь Туаркырский район, где всюду встречены морские среднеюрские отложения. Это мелкое море, как можно судить по составу фауны и характеру пород, представляло собой залив располагавшегося южнее среднеюрского бассейна Большого Балхана. Наступление моря ознаменовалось накоплением грубозернистых песчаников с шаровыми конкрециями и обломками стволов деревьев, которые залегают на размытой поверхности подстилающих пород и могут рассматриваться как прибрежно-дельтовые осадки.

В начале верхнеюрского времени произошли новые изменения условий, обусловленные проникновением на территорию Туаркыра открытого моря с богатой келловейской фауной. Возможно, что этому предшествовало в конце батского века кратковременное поднятие района и келловейское море не было непосредственным преемником ранее существовавшего водоема.

Гаурдак-Кугитангский район

В Гаурдак-Кугитангском районе на территории Туркменской ССР отложения нижней и средней юры не выходят на дневную поверхность. Однако они залегают здесь на глубине под толщей верхнеюрских и меловых пород, как это следует из геологического строения местности и подтверждается данными бурения в Гаурдаке. Граница Туркменской и Узбекской республик проходит по вершине хребта Кугитангтау, сложенной верхнеюрскими известняками, падающими на северо-запад и слагающими весь западный склон этого хребта. На восточном склоне, уже в пределах Узбекистана, ниже верхнеюрских известняков обнажаются отложения нижнего и среднего отделов юрской системы. Результаты их изучения дают наиболее полное представление о нижней и средней юре Гаурдак-Кугитангского района. Поэтому описание отложений сделано главным образом на основании разреза Кугитангтау и лишь дополнено данными, полученными при бурении в районе Гаурдака.

Юрский возраст песчано-глинистой толщи, развитой в системе юго-западных отрогов Гиссарского хребта под свитой известняков, впервые был установлен Г. Д. Романовским (1878—1890) на основании изучения собранных в ней растительных остатков. Фауна из нижних горизонтов известняков, согласно залегающих на песчаниках, была обработана А. А. Борисяком (1909), установившим ее келловейский возраст. Это уточнило время образования интересующих нас отложений, которые С. Н. Михайловский (1914) рассматривал как рэт-юрские. А. Д. Архангельский (1917), посетивший Кугитангтау в 1916 г., выделил здесь три свиты юрских отложений, однако их соотношение не было им правильно понято.

Позднее песчано-глинистые отложения юры изучались П. П. Чуенко (1931, 1937) при геологической съемке юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Более детальное исследование юры Кугитангтау было начато в 1930 г. Необходимо отметить работы сотрудников Научного института по удобрениям (Вахрамеев, Пейве и Херасков, 1936) и работы, связанные с изучением угленосности, проявления которой были установлены в песчано-глинистой толще.

Подробный разрез нижней и средней юры Кугитангтау составлен С. И. Левицким (1937), работавшим в составе Таджикско-Памирской экспедиции в 1934 г. Им предложено расчленение этих отложений на четыре свиты, образовавшиеся в различных условиях, намечен их возраст и впервые установлено присутствие в Кугитангтау двух угленосных свит. Детальное изучение юрских угленосных отложений данного района проводил в течение ряда лет (1933—1939 гг.) по поручению Средне-Азиатского геологического треста Н. И. Плахута (1934). Принимаемое им деление на свиты в основном отвечает делению С. И. Левицкого; оно отражает естественный ход геологического развития района.

В результате указанных работ мы имеем достаточно полное представление о разрезе ниже- и среднеюрских отложений Кугитангтау, о составе слагающих его пород, об их смене в вертикальном и горизонтальном направлениях. Надо отметить, однако, что палеонтологические остатки, встречающиеся в этих отложениях, изучены еще недостаточно. Фауна еще не подвергалась монографическому изучению, опубликовано только описание нескольких пластинчатожабрных из верхней части разреза Е. А. Репман (1941). Более изучены растительные остатки (М. И. Брик).

Обнажающиеся на восточном склоне Кугитангского хребта юрские отложения или залегают непосредственно на интенсивно дислоцированных палеозойских образованиях, или отделяются от последних маломощной пачкой пород верхнетриасового возраста. Между отложениями верхнего триаса и юры наблюдаются признаки перерыва. В вышележащей юрской толще следов стратиграфического перерыва не наблюдается и переход одной свиты в другую весьма постоянен, хотя каждая из свит отличается от других литологическими особенностями. Органические остатки редки и распространены весьма неравномерно, поэтому границы свит несколько условны.

На основании имеющихся материалов, главным образом приведенных в статье С. И. Левицкого (1937), интересующий нас разрез может быть охарактеризован следующим образом (рис. 14).

Нижний и средний лейяс. Свита грубозернистых песчаников (слои 11—17 Левицкого, горизонты А—В Плахуты) сложена плотными, крепкими кварцевыми средне- и мелкозернистыми песчаниками светлосерого цвета. В нижней части крупности зерна увеличивается, появляются участки мелкого гравия, местами в основании залегает пласт конгломерата. Вверху появляются прослой и линзы глинистых песчаников и песчаных сланцев. Мощность свиты меняется от 100 до 178 м. Встре-

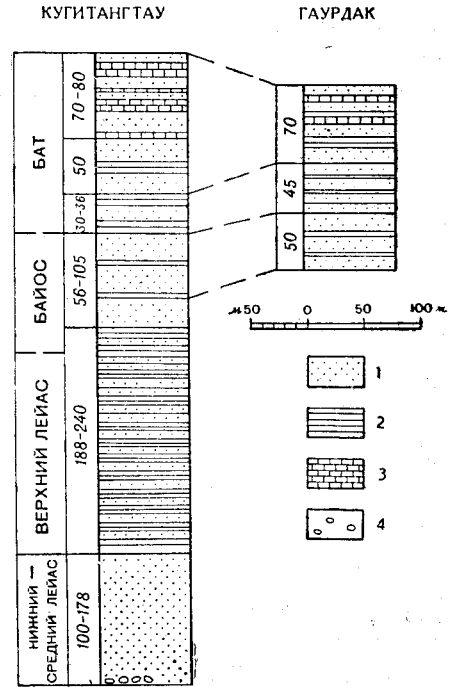


Рис. 14. Разрезы нижней и средней юры Гаурдак-Кугитангского района
1—песчаник; 2—глинистый сланец; 3—известняк; 4—конгломерат

ченные здесь растительные остатки *Phlebopteris polypodioides* Brongn. и *Ph. angustiloba* (Presl.) Hirm. et Hoer. характерны для рэта и нижнего лейаса. Залегание этих слоев на верхнем триасе и согласная смена их верхнелейасовыми отложениями позволяют отнести данную свиту к нижней части нижней юры.

Верхний лейас — низы байосского яруса. Продуктивная свита (слои 18—222 Левицкого, горизонты В—J Плахуты) представлена чередованием глинистых и песчаных сланцев с песчаниками и пластами углистых сланцев и угля.

Глинистые сланцы то плотные, то более рыхлые, слоистые, местами листоватые. В отдельных прослоях они слабо песчаные, в верхней части порой известковистые и содержат обугленные растительные остатки, которые иногда весьма многочисленны. В зависимости от обогащения органическим веществом цвет сланцев меняется от серого до темносерого. При обогащении песчаными частицами наблюдается переход к песчано-глинистым или песчаным сланцам. Они представляют собой плотную серую породу тонкослоистого или листоватого строения. Количество песчаного или глинистого материала непостоянно, меняется в отдельных слоях и даже в пределах одного слоя. Растительные остатки встречаются реже, чем в глинистых сланцах. Существенную роль в продуктивной свите играют песчаники плотные, мелко- и тонкозернистые, серого цвета с известковистым, глинистым или известково-глинистым цементом.

При обогащении глинистых сланцев органическим веществом наблюдается переход к углистым сланцам. Последние присутствуют, однако, лишь в виде редких и маломощных прослоев. Чаще встречаются пласты угля. Мощность угольных пластов обычно составляет несколько сантиметров и, как правило, не превышает 2 дм. Мощность наиболее крупного и выдержанного пласта угля колеблется от 0,53 до 1,17 м. Он имеет сложное строение, меняющееся по простиранию. Петрографическое изучение этих углей (Левицкий, 1937) показало высокую степень их углефикации. Исходным материалом во всех случаях являлись стеблевые части растений, кутинизированные же элементы почти не наблюдались. Мощность описанной свиты достигает 188—240 м. В нижней ее половине количество песчаников и глинистых сланцев примерно одинаково. В верхней половине первые преобладают.

Растительные остатки в данной свите многочисленны и отличаются хорошей сохранностью. Они представлены красивыми крупными отпечатками вай папоротников и листьев цикадофитов, гинкговых, облиственных побегов хвойных, остатками репродуктивных органов и др. По своему составу эта флора является типично юрской. Представители древних типов папоротников и хвощевых редки, весьма многочисленны отпечатки *Coniopteris*, что характерно для верхнего лейаса. К этому времени может быть отнесена большая нижняя часть данной свиты, в то время как флора верхней ее части имеет более молодой облик и, по мнению М. И. Брик, может быть отнесена к началу средней юры. Состав флоры из продуктивной свиты Кугитангтау, по М. И. Брик, следующий: *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *C. angustiloba* Brick, *Cladophlebis lobifolia* (Phill.) Sew., *C. nebbensis* (Brongn.) Nath., *C. whitbienstis* Brongn., *Marattopsis hoerensis* (Schimp.) Halle, *M. Muensteri* Goerr., *Equisetites ferganensis* Sew., *Annulariopsis inopinata* Zeiller, *Nilssonia Inouyei* Yok., *Podozamites lanceolatus* Lind. et Hut., *Ginkgotites gracilis* (Unb.) Brick, *Baiera longifolia* (Pomel) Heer, *Czeka-*

nowskia latifolia Turgt., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Elatides Muensteri* Schenk, *Schizolepis Moelleri* Sew. и многие другие.

В нижней и средней частях этой свиты были встречены остатки видимо пресноводных пластинчатожаберных, описанных Е. А. Репман (1941) как *Unio* (?) *minusculus* Reppman (горизонты В—С) и *Unio* (?) *usbekistanica* Reppman (горизонты D—E). Из верхних горизонтов (F—H) ею же указываются пластинчатожаберные *Tancredia* aff. *securiformis* Dunk., *Trigonia* ex gr. *costata* Sow., *Camptonectes subgiganteus* Reppman, *Mytiloides quenstedti* Pöel., *M.* cf. *amygdaloides* Goldf. Эта фауна позволяет предполагать, что содержащие ее слои относятся к верхнему лейасу.

Байосский ярус. Свита морских отложений байоса (слои 223—247 Левицкого, горизонты G—H Плахуты) представляет собой чередование песчаников и песчаных сланцев с подчиненным количеством глинистых сланцев. Песчаники мелкозернистые, плотные с известковистым или глинистым цементом, тонкослоистые или даже сланцеватые, серого цвета. Песчаные сланцы тонкозернистые, более темного цвета, местами содержат углистые включения и остатки морской фауны. В сланцах включены тонкие прослой и линзочки песчаника. Плотные, твердые глинистые сланцы, местами слабо песчаные, содержат отпечатки ископаемых. Мощность этой свиты меняется в значительных пределах от 105 м на севере до 56 м на юге.

Сохранность фауны, собранной в этих отложениях, в большинстве неудовлетворительна. Однако определения, приведенные В. А. Вахрамевым, А. В. Пейве и Н. П. Херасковым (1936), С. И. Левицким (1937) и И. Е. Губиным (1937), позволяют с достаточной уверенностью говорить о верхнебайосском возрасте данной свиты. Отсюда указываются *Parkinsonia parkinsoni* Sow., *P.* cf. *balakhanensis* Khud. и *Garantia* cf. *bifurcata* Ziet.

Батский ярус. Верхняя континентальная свита (слои 248—289 Левицкого, горизонты H—I Плахуты) представлена преимущественно глинистыми сланцами, заключающими прослой песчаников, углистых сланцев и угля. Серые и темносерые плотные глинистые сланцы содержат обугленные остатки и отпечатки растений. Песчаники мелкозернистые, плотные, серого, зеленовато-серого или желтоватого цвета, на плоскостях напластования также иногда с остатками растений. Цемент известковистый или глинистый. Многочисленные, но тонкие прослой тонкоплитчатого, черного углистого сланца содержат линзочки угля. Прослой угля редки и маломощны. Они имеют толщину в несколько сантиметров, лишь в одном случае достигая мощности 35 см. Мощность данной свиты сравнительно постоянна, указываются колебания в пределах от 30 до 36 м.

По определениям М. И. Брик отсюда указываются *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *C. latifolia* Brick, *Cladophlebis lobifolia* (Phill.) Sew., *C. denticulata* (Brongn.) Font., *Klukia exilis* (Phill.) Racib., *Equisetites longifolia* Brick, *Nilssonia dentata* Brick, *Podozamites lanceolatus* Lind. et Hut., *Elatides Muensteri* Schenk, *Araucarites cutchenensis* Feistm. Эта флора весьма сходна с флорой продуктивной свиты, но обеднена по своему составу. Последний позволяет М. И. Брик отнести данную свиту с большей определенностью, чем верхнюю часть продуктивной свиты, к догеру. Залегание данной свиты выше верхнего байоса заставляет рассматривать ее как низы бата.

Песчано-слацевая свита (слои 290—308 Левицкого) представлена чередованием плотных серых, мелкозернистых, то массивных, то мелкослоистых песчаников со слабо песчанистыми, плотными глинистыми сланцами. Последние иногда известковисты; песчаники также имеют карбонатный цемент. Мощность свиты около 50 м.

В этой свите встречаются остатки пластинчатожаберных и плеченых плохой сохранности, в большинстве случаев неопределимые. Отсюда известна единственная определенная до вида батская форма *Myopholas acuticostata* S o w. (Левицкий, 1937).

В песчано-известняковой свите (слои 309—344 Левицкого; Плахута эту свиту и предыдущую не разделял, по его схеме это горизонты J—K) преобладают известняки разнообразного состава, то более чистые, кристаллически зернистые, то чаще песчанистые. Они чередуются с мелкозернистыми известковистыми песчаниками и редкими прослоями песчанистых и глинистых сланцев. Мощность свиты 70—80 м.

Встреченные здесь аммониты были определены А. В. Пейве (Вахрамеев и Пейве, 1933) как *Perisphinctes* ex gr. *rotundatus* R o e m., *Sphaeroceras* cf. *suevicum* R o e m., *Oppelia* cf. *notabilis* R o e m. и *O.* ex gr. *fusca* Q u e n s t. Е. А. Репман (1941) описала из этой же части разреза пластинчатожаберных *Oxytoma* cf. *scarburgensis* R o l l., *Camptonectes lens* S o w. и *Entolium* cf. *demissum* P h i l l. Состав фауны и приближенность определений не позволяют сделать уверенного вывода о возрасте содержащих ее слоев. Наиболее вероятно принадлежность их к верхнему бату, как это и принималось всеми исследователями, тем более что в детритусовых известняках, залегающих среди вышележащих мергелистых глин, была встречена келловейская фауна.

Сведения о нижне- и среднеюрских отложениях к западу от Кугитангау на площади Юго-Восточной Туркмении ограничиваются данными, полученными в результате бурения. Эти отложения вскрыты глубокой буровой скважиной, пройденной Туркменским геологическим управлением в северо-западной части Гаурдакского поднятия, в котором верхнеюрские отложения выходят на дневную поверхность из-под меловых. Пройдя толщу известняков и мергелей верхней юры, эта скважина на глубине 750—760 м достигла средней юры, а на глубине около 926 м вошла в породы метаморфического комплекса.

Разрез среднеюрских отложений, пройденных скважиной, может быть разбит на следующие свиты (см. рис. 14).

Морские отложения байосского яруса устанавливаются присутствием на глубине 909,40 м *Garantia* sp. и на глубине 889,03 м — *Parkinsonia* ex gr. *orbignyana* W e t z. Эти определения, сделанные Г. Я. Крымгольцем, несмотря на их приближенность, не вызывают сомнения в верхнебайосском возрасте соответствующих отложений и вместе с тем свидетельствуют об образовании их в морских условиях. Пластинчатожаберные, столь многочисленные в более высоких частях разреза, здесь не встречены. Вместе с указанной *Garantia* sp. обнаружены мелкие фораминиферы из семейств *Rotaliidae*, *Globigerinidae* и в меньшем числе *Buliminidae* (определения В. Т. Балахматовой).

Породы данной части разреза представлены черными глинистыми сланцами, иногда песчанистыми и содержащими прослой тонкозернистого песчаника. С глубины 908,03 м в сланцах появляется кварцевая галька от нескольких миллиметров до 1 см в диаметре. На отметке 925,76 м скважина вошла в сильно разрушенные метаморфические

породы. Верхняя граница данной свиты может быть принята на глубине 875 м, так как с несколько большей глубины имеется образец породы, образовавшейся явно в мелководных, хотя еще и морских условиях. Он включает небольшое количество мелкого растительного детрита, многочисленные ходы червей, остатки радиолярий и единичные кремнистые ядра неопределимых фораминифер. Мощность данной свиты, таким образом, определяется в 50 м.

Континентальные отложения батского яруса. Вышележащая пачка пород от глубины 875 до 819,08 м лишена остатков макро- и микрофауны. Здесь преобладают среднезернистые песчаники с прослоями темносерых глинистых сланцев. Наблюдаются растительные остатки. Эти образования явно не морского, а континентального происхождения и могут быть сопоставлены с верхней континентальной свитой Кугитангтау. Верхняя граница данной свиты, судя по составу пород, должна быть проведена примерно на отметке 830 м. Мощность свиты составит при этом 45 м.

Морские отложения батского яруса охарактеризованы исключительно пластинчатожаберными, встреченными в интервале от 819,08 до 765,15 м. Отсюда Г. Т. Пчелинцевой определены *Nucula inflexa* Rœm., *Astarte pulla* Rœm., *Pseudomonotis echinata* Smith, *Posidonia buchi* Rœm., *Pinna* cf. *lanceolata* Sow., *Lima duplicata* Sow., *Entolium* cf. *demissum* Phill., *Modiola* cf. *teckenbyi* Morr. et Lys. и др. В этом списке наряду с видами, распространенными во всей средней юре и келловее, находятся и формы, характерные только для батских отложений. Это позволяет сопоставить данную часть разреза с песчано-сланцевой и песчано-известняковой свитами Кугитангтау. Среди пород, слагающих данную свиту, преобладают темносерые глинистые сланцы, местами известковистые или песчанистые, с прослоями известковистых мелкозернистых песчаников.

Верхняя граница батских отложений принимается нами на глубине около 760 м, так как ниже, на отметке 765 м, встречены батские пластинчатожаберные, а выше, на глубине 753 м, точно неопределимые пелелиподы скорее уже келловейского облика, а еще выше был обнаружен келловейский аммонит *Hecticoceras* cf. *pawlowi* T s y t. К этому же интервалу глубин относится смена литологического состава пород, карбонатность которых увеличивается кверху. Мощность морских батских отложений достигает здесь, таким образом, 70 м.

Палеогеографические условия. Из приведенного выше материала видно, что в течение всего нижне- и среднеюрского времени Кугитангский район представлял область накопления осадков. При этом наблюдается чередование морских и континентальных отложений, что свидетельствует о значительных изменениях в физико-географической обстановке, которые здесь имели место.

Две нижние свиты — грубозернистых песчаников и продуктивная, — образовавшиеся в течение нижнеюрского и, быть может, частично в самом начале среднеюрского времени, представляют собой генетически единый комплекс. Это континентальные образования, накапливавшиеся в понижениях за счет продуктов разрушения, сносимых с выступающих участков. Положение последних в отдельных случаях может быть установлено залеганием более молодых горизонтов средней юры непосредственно на поверхности палеозоя. К числу таких приподнятых, разрушавшихся в начале юрского времени участков относится, например, район северо-восточного и юго-западного окончаний хр. Сурхантау и бас-

сейн р. Ханака (Губин, 1937), а также район Гаурдака, где разрез юры, как видно из рассмотренного выше разреза буровой скважины, начинается с верхнего байоса.

Таким образом, рельеф в это время был довольно сложен. Его расчлененность в начальные моменты накопления юрских образований привела к отложению грубозернистого песчанистого, а местами гравийного материала. Позднее расширение и выравнивание депрессий привело к развитию обширных пространств с заболоченной поверхностью, прорезаемых реками и усеянных озерами. Произраставшая здесь густая древесная растительность дала начало прослоям углей продуктивной свиты. Угли в основном имеют автохтонное происхождение, что подтверждается присутствием корневых систем растений в почве угольных слоев. Вместе с тем, однако, наблюдаются отсортированность по величине и послойное расположение растительного материала, говорящие о том, что местами происходил также и перенос растительного вещества.

В пределах одного пласта обнаруживается смена по простиранию одних типов углей, с преобладанием автохтонной массы, другими, с преобладанием аллохтонных элементов, что свидетельствует о неоднородности условий накопления слоя на небольшом пространстве в одно и то же время. Вместе с тем отдельные пласты прослеживаются на значительное расстояние, что говорит о наличии общих причин регионального порядка, приводящих к смене состава пород. Такими причинами являлись, повидимому, колебательные движения, при которых однозначные перемещения захватывали большие пространства.

В спокойные моменты в водоемах отлагался тонкий глинистый материал, содержащий большую или меньшую примесь органического вещества. Подвижки приводили к обновлению рельефа и привнесу более грубообломочного, песчанистого материала. Общая тенденция района к погружению привела в конце лейасовой эпохи к проникновению сюда моря. Вначале это узкий, весьма мелкий залив распространенного далее на юго-запад открытого бассейна. В верхнебайосское время он несколько расширился и, быть может, углубился, в результате чего установилась большая связь с открытым морем. Отлагавшиеся в этом заливе терригенные осадки имели то же происхождение, что и отлагавшиеся ранее на суше. Это обусловило сходство в составе морских и континентальных осадков кугитангского разреза.

Отмеченное опускание было сравнительно кратковременным, и над морскими осадками мы видим опять континентальную свиту нижнего бата. Характер слагающих ее пород близок к продуктивной свите, отличаясь, однако, уменьшением псаммитового материала и соответственным увеличением глинистых фаций. Области сноса теперь более удалены от Кугитангтау, чем в нижнеюрское время.

Вскоре возобновилось опускание Гаурдак-Кугитангского района, развивавшееся почти до конца юрского периода. Начальные моменты этого процесса видны в отложениях песчано-сланцевой и песчано-известняковой свит бата. В них постепенно возрастает карбонатность пород и вместе с тем убывает количество терригенного материала. Море заняло теперь значительно большую площадь, чем раньше, стало более глубоким и приобрело характер открытого морского бассейна. Дальнейшее изменение условий в том же направлении привело в верхнеюрское время к отложению мощной однородной толщи известняков на обширной площади в юго-восточной части Туркмении, в Узбекистане и Таджикистане.

Ископаемая флора из рэтских, ниже- и среднеюрских отложений¹

На территории Туркменской ССР юрская флора известна из двух разобщенных районов распространения ниже- и среднеюрских угленосных отложений: 1) из западной части республики, примыкающей к Каспийскому морю, где находится Туаркырская группа угольных месторождений, а также месторождения Ягман и Шорли в Большом Балхане; 2) из юго-восточной части республики, из гор Кугитангтау. Присутствие в разрезах юрских отложений слоев с морской фауной помогает уточнить стратиграфическое подразделение этих отложений, а также провести корреляцию отдельных разрезов.

Обзор ископаемых флор Туркмении начнем с Кугитангтау, где угленосные отложения представлены наиболее полно и где они хорошо охарактеризованы флористически.

В угленосных отложениях Кугитангтау видовой состав встреченных комплексов ископаемых растений изменяется в вертикальном направлении, причем наблюдается такая же закономерность в изменении, которая подмечена и в мезозойских угленосных отложениях других районов востока Средней Азии. Эта закономерность выражается в следующем.

В низах мезозойской толщи преобладают папоротники, относящиеся к семействам *Dipteridaceae*, *Matoniaceae*, *Marattiaceae*, и хвощевые из родов *Schizoneura*, *Neocalamites*, *Annulariopsis*. В отложениях, лежащих стратиграфически выше, флора беднее этими элементами, но зато в ней появляется, а затем становится преобладающим *Contiopteris*.

В разрезе Кугитангтау можно выделить три различные флоры, сменяющие одна другую во времени. Первая из них приурочена к толще, залегающей ниже горизонта А схемы Н. И. Плахуты (верхний триас). В составе этой флоры преобладающую роль играют папоротники, представленные главным образом видами родов *Phlebopteris*, *Maratttopsis*, *Clathropteris*, *Hausmannia*; *Cladophlebis* встречается в небольшом количестве и совершенно отсутствует *Contiopteris*; голосеменные играют подчиненную роль, причем среди цикадофитов отсутствуют виды рода *Nilssonia*; гинкговые представлены редкими формами; несколько большее значение имеют хвойные (*Pityophyllum*, *Pagiophyllum*, *Podozamites*).

Из 24 названий ископаемых растений рассматриваемой флоры только 9 видов были встречены в вышележащей толще, причем представители *Maratttopsis* и *Phlebopteris* приурочены к нижней ее части, не выше горизонта Е, а остальные, как, например, *Cladophlebis lobifolia* (Phill.) Sew., *C. ex gr. halburnensis* (Lind. et Hut.) Sew., *Pityophyllum Nordenskiöldii* (Heer) Nath., *Podozamites lanceolatus* Lind. et Hut., характеризуются широкоим вертикальным распространением.

Вторым типом является ископаемая флора из толщи, залегающей между горизонтами А и С схемы Плахуты (свиты грубозернистых песчаников и продуктивная). Она отличается от флоры из нижней свиты большим видовым разнообразием и иным соотношением составляющих ее элементов. Среди папоротников в ней преобладают виды *Contiopteris* и *Cladophlebis* и в подчиненном числе содержатся *Maratttopsis* и *Phlebopteris*; среди цикадофитов имеются многочисленные *Nilssonia*; гинкговые и хвойные представлены большим числом видов. Эта флора имеет примерно одинаковый состав по всей толще выше горизонта В (т. е. по всей

¹ Статья дополнена А. И. Турутановой-Кетовой по материалам М. И. Брик.

продуктивной свите), но более древние типы растений встречены в нижней ее части, не выше горизонта Е.

Третья флора приурочена к верхней континентальной свите, между горизонтами Н и I схемы Плахуты. Она является непосредственным продолжением флоры из нижележащей толщи, но значительно обедненной. Эта флора состоит из видов *Coniopteris*, мелколистных *Cladophlebis*, *Nilssonia* и хвойных, причем, кроме широко распространенных *Pityophyllum*, *Elatides* и *Podozamites*, здесь встречены *Callipteris* sp. и *Araucrites cutchensis* Feistm.

Приведенная характеристика позволяет считать все три указанные флоры разновозрастными. Наиболее древней является ископаемая флора из толщи ниже горизонта А. Несмотря на то что она состоит из форм, обычно присутствующих как в рэтских, так и в нижнелейасовых флорах, ее все же можно считать рэтской, так как в ней преобладают более древние мезозойские типы растений. Аналогом ее является, повидимому, флора из ташкутанской свиты, известной из Ташкутанского каменноугольного месторождения в Таджикской ССР. В обеих флорах главную роль играют папоротники из семейств *Dipteridaceae* и *Matoniaceae* и небольшое число видов *Cladophlebis*; цикадофиты и хвойные в них играют одинаковую роль. Несмотря на то что во флоре Кугитангтау присутствуют еще гинкговые, некоторые цветки и семена, обе эти флоры настолько близки по своему составу, что их следует считать синхроничными.

Вторая флора является типично нижнеюрской, широко распространенной в пределах Средней Азии. Присутствие в ней сравнительно небольшого числа представителей более древних типов папоротников и хвощевых при большом богатстве остатков *Coniopteris* позволяет приравнять по возрасту эту флору к верхней части лейаса. Эту возрастную характеристику следует отнести к части разреза между горизонтами В и Е (нижняя часть продуктивной свиты), для которой эта флора наиболее типична. Более нижняя часть разреза, заключенная между горизонтами А и В (свита грубозернистых песчаников), в которой были встречены только многочисленные *Phlebopteris*, повидимому, может быть отнесена к нижней части лейаса. Флора из толщи выше горизонта Е (верхняя часть продуктивной свиты) может характеризовать и начало доггера, так как в ней отсутствуют более древние мезозойские типы растений. Лейасовая флора Кугитангтау ближе к флорам ферганского типа, чем к лейасовой флоре Ташкутана; в последней сильно сказалось влияние южной флористической области, выразившееся в появлении в ее составе многочисленных беннеттитов, широко распространенных в юрской толще Индии.

Третья флора относится к доггеру. Ее аналогом является, повидимому, флора из зинданской свиты В. Н. Огнева, распространенной в Восточно-Ферганском угленосном районе. Сходство между ними выражается в примерно одинаковом родовом составе и в более или менее равном значении основных групп растений, входящих в их состав. Это сходство можно объяснить одинаковым характером изменений, которые претерпели со временем более богатые лейасовые флоры Восточно-Ферганского угленосного района и Кугитангтау. Это изменение выразилось, как было сказано ранее, в постепенном исчезновении более древних видов растений и в преобладающем развитии видов *Coniopteris*.

По несколько иному пути шло развитие ископаемой юрской растительности областей, тяготеющих к Каспийскому морю. На Ягманском угольном месторождении ископаемая флора известна из слоев, отнесенных, по данным ископаемой фауны (Никшич, 1926 г.), к основанию

бата. Эта флора отличается от среднеюрской флоры Кугитангтау присутствием таких элементов рэтского или нижнелейасового типа, как *Thinnfeldia rhomboidalis* Ett., *Dictyophyllum* sp., *Annulariopsis* sp., наряду с более молодыми среднеюрскими или верхнеюрскими типами, как *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *Coniopteris quinqueloba* Phill. и др.

Еще более древний облик имеет флора из нижнего горизонта с ископаемыми растениями на площади Шорли, приуроченного к нижней угленосной пачке, которую Е. А. Репман параллелизует с угольным горизонтом Ягмана. Присутствие в ее составе таких форм, как *Thaumathopteris Remauryi* (Zeill.) Oishi, *Marattiopsis Muensteri* Goerr., *Dictyophyllum* sp., *Nilssonina polymorpha* Schenk и др., при отсутствии видов *Coniopteris* позволило Т. А. Сикстель считать ее возраст не моложе нижнего лейаса. Между тем по данным ископаемой фауны возраст этой свиты считается переходным между байосом и батом (Н. С. Кулжинская-Воронец).

Из верхнего горизонта с ископаемыми растениями, приуроченного к средней угленосной пачке, Т. А. Сикстель установила присутствие только *Coniopteris* и *Equisetites*, что не противоречит определению батского возраста этой пачки по ископаемой фауне.

Различие в списках ископаемых растений на площадях Ягман и Шорли, в которых общей является лишь одна форма *Dictyophyllum* sp. без определения до вида, можно объяснить неполнотой сборов; с другой стороны, различие списков может получиться и в результате определения ископаемых растений различными исследователями и в разное время, вследствие чего одна и та же форма могла быть обозначена разными видовыми названиями. Так, возможно, близкими или даже идентичными типами могут оказаться *Taeniopteris* cf. *vittata* Brongn. (Ягман) и *T. ferganensis* Brick (Шорли), *Williamsonia pecten* Phill. (Ягман) и *Ptilophyllum cutchense* Oldh. et Morris (Шорли), затем виды *Equisetites*, *Sagenopteris*, *Nilssonina* и др. Таким образом, довольно значительный процент состава ископаемых флор Ягмана и Шорли может оказаться общим, что позволит их параллелизовать.

Расхождение в определении возраста угленосной свиты Ягмана и Шорли по данным ископаемой фауны и флоры, уже отмечено Т. А. Сикстель, которая считает необходимым проверить соотношение отдельных свит и точек сборов фауны и флоры. Если угленосные пачки Ягмана и Шорли действительно подчинены среднеюрским отложениям, то приходится сделать вывод об особых условиях, благодаря которым более древние юрские типы растений, обычно отсутствующие в среднеюрских среднеазиатских флорах, здесь сохранились. Повидимому, аналогичные условия были и в Западном Закавказье. Так, во флоре Ткварчельского угленосного района наряду с более молодыми типами растений присутствуют более древние, например виды *Marattiopsis*, *Dictyophyllum*, *Annulariopsis*, *Thinnfeldia*. Такой состав ископаемой флоры позволил В. Д. Принаде (1933) сделать вывод об ее лейасовом возрасте, в то время как по присутствию морской фауны возраст ткварчельской угленосной толщи определяется как среднеюрский (Мокринский, 1939). Сходство между юрскими флорами из Ткварчельского угленосного района и Ягманского месторождения выражается присутствием в них одинаковых видов: *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *Marattiopsis Muensteri* Goerr., *Cladophlebis denticulata* (Brongn.) Font., *Ptilophyllum cutchense* Oldh. et Morris, *Nilssonina Inouyei* Yok., *Thinnfeldia rhom-*

boidalis Ett. Кроме того, возможно, родственными или тождественными могут оказаться виды *Dictyophyllum*, *Sagenopteris*, *Equisettes*, *Annulariopsis*, *Ctenis*, *Pagiophyllum* и *Podozamites*, определение части которых не доведено до вида.

Несколько богаче представлена ископаемая флора из юрских отложений Туаркырского угленосного района. Она была обнаружена в различных горизонтах осадочной толщи и в различных участках района исследования.

Наиболее низкое стратиграфическое положение занимают отложения, развитые у возвышенностей Кизылкия и отнесенные В. С. Курбатовым к нижней юре. Растительные остатки из этих отложений не были детально изучены и подверглись лишь просмотру и предварительному определению М. И. Брик в 1951 г.

Для этих отложений характерно присутствие двух видов папоротников из сем. *Dipteridaceae*, а именно *Thaumatopteris* cf. *Schenkii* Nath. и новый вид *Hausmannia spectabilis* Brick, а также двух видов из сем. *Matoniaceae*: *Phlebopteris turkmenica* Brick и *Ph. Muensteri* (Schenk) Hieron. et Hoer. Эти находки свидетельствуют в пользу нижнелейасового-рэтского возраста слоев, содержащих эту флору.

Не противоречат высказанному выше заключению и другие находки, такие как *Lycopodites tenerrimus* Heer, *Cladophlebis lobifolia* (Phill.) Sew., *Pterophyllum Tietzei* Schenk, *Ctenis* sp., *Sphenobatera* sp. и др. Кажущееся на первый взгляд несвоевременно ранним развитие представителей папоротника *Coniopteris*, а именно *C. ferganensis* Грун. и *C. sp. cf. latifolia* Brick, вполне согласуется с таким заключением, если обратиться к некоторым другим районам их распространения. Так, *Coniopteris ferganensis* Грун. впервые был определен из III свиты Кок-Янгатского каменноугольного месторождения в Фергане (Сикстель, 1953), где он встречается совместно с *Dictyophyllum Nilssonii* Brongn., *Rhizomopteris Schenkii* Nath., *Phlebopteris polypodioides* Brongn. и *Scoresbya dentata* Har. — формами, характеризующими рэт-лейасовые отложения.

На основании этого можно определить возраст рассматриваемых отложений как нижнелейасовый, несколько повышая его в связи с присутствием в комплексе представителей *Coniopteris*, стратиграфическое положение которых обычно определяется верхним лейасом—доггером.

Вместе с тем нельзя не отметить некоторой близости рассматриваемого флористического комплекса в родовом отношении с рэт-лейасовым комплексом Кугитангтау, для которого, однако, не было установлено присутствие представителей *Coniopteris*.

Ископаемая флора, характеризующая более высокие слои, составляющие собственно угленосную толщу Туаркыра и относимые В. С. Курбатовым к средней юре, отличаются от вышерассмотренной. Она включает 36 названий и состоит из видов, встречающихся обычно в верхнелейасовых и среднеюрских флорах. Из папоротников повсеместно распространены *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew. и *C. angustiloba* Brick; мелколистистые формы *Cladophlebis*: *C. lobifolia* (Phill.) Sew., *C. whitbiensis* Brongn., *C. cf. bidentata* Turut., *C. haiburnensis* (Lind. et Hut.) Brongn. и др.; из хвощевых — виды *Equisettes*; из цикадофитов *Taeniopteris vittata* Brongn., *Ptilophyllum pecten* (Phil.) Morris, *Anomozamites minor* Brongn., *Nilssonia Inouyei* Yok., *N. orientalis* Heer и др.; довольно многочисленны представители гинкговых с узкими и узкопластными листьями: *Ginkgoites leptida* Heer, *Batera Czekanowskiana* Heer, *B. cf. angustiloba*

Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer и др.; хвойные с чешуевидными листьями: *Brachyphyllum*, *Pagiophyllum* sp.; наконец, *Sagenopteris Phillpsii* Brongn. и *S. cuneata* (Lind. et Hut.) Morris из кайтониевых. К элементам более древним, переходящим из нижнелейасовых и рэтских, можно отнести *Phlebopteris Muenstert* (Schenk) Hirn. et Hoegy и *Phleb. polypodioides* Brongn.

Определение среднеюрского возраста для средней и верхней частей указанной толщи, сделанное в разное время и на различных материалах М. И. Брик, Т. А. Сикстель и А. И. Турутановой-Кетовой, вполне согласуется с нахождением морской верхнеюрской фауны в отложениях, покрывающих угленосные. Нижнюю часть этой толщи М. И. Брик первоначально отнесла к верхам лейаса на основании присутствия здесь (в комплексе С В. А. Захаревича) *Phlebopteris Muensteri*. Последующие дополнительные сборы показали, что ископаемые флоры из комплексов С, Е и Н являются весьма близкими, а *Phlebopteris* встречен не только в нижней (комплекс С), но и в средней части (комплекс Е) угленосной толщи Туаркыра. Соотношение родов растений во всех трех комплексах примерно одинаково, а различия в списках видов в большей мере могли зависеть от индивидуального подхода различных авторов при определении ископаемых остатков.

Таким образом, остается мало оснований для предложенного раньше расчленения угленосной толщи Туаркыра на верхнелейасовую и среднеюрскую и можно предположить, что формирование всей толщи могло произойти в течение среднеюрского времени. Такое определение возраста отложений Туаркыра более согласуется с возрастом угленосной толщи Ягмана. Сходство между ископаемыми флорами этих двух районов выражается как в содержании в них одинаковых видов растений в количестве около 25%, так и в присутствии в обеих флорах более древних типов растений.

Близка к рассматриваемым флорам ископаемая флора из юрских отложений Мангышлака, из состава которой 42% видов растений встречаются в ягманской и туаркырской флорах. По данным А. И. Турутановой-Кетовой (1939, 1944), комплекс ископаемых растений из нижней пестроцветной свиты Мангышлака повторяется в более разнообразном комплексе форм из покрывающей ее угленосной свиты. В последнем присутствуют, с одной стороны, такие представители рэт-лейасовых флор, как *Clathropteris obovata* Oishi, *Cladophlebis nebbenstis* (Brongn.) Nath., *Pterophyllum Andreanum* Schimp., *P. Braunianum* Goerr., *Anomozamites minor* Brongn., и с другой — виды с широким вертикальным распространением или же более молодые типы растений, как виды *Contiopteris*, *Sagenopteris Phillpsii* Brongn., *Ctenis sulcicalis* Phill. и др.

Пестроцветную свиту, во флоре которой отсутствуют виды *Contiopteris*, *Sagenopteris* и другие среднеюрские типы растений, А. И. Турутанова-Кетова относит к нижней юре. Возраст угленосной свиты, во флоре которой сочетаются элементы рэтских, нижнеюрских и среднеюрских флор, она приравнивает к верхам лейаса — ааленскому ярусу, что согласуется, по ее мнению, с нахождением байосской фауны в верхней части этой свиты.

Если распространить на Мангышлак высказанное ранее предположение о наличии в Прикаспийских областях в юрское время условий, благоприятных для длительного существования некоторых рэт-лейасовых видов растений, то тогда присутствие во флоре угленосной свиты

Мангышлака видов *Clathropteris* и *Pterophyllum* не будет мешать повышению ее возраста до байоса, что также не будет противоречить данным ископаемой фауны. В этом случае можно сделать предположение, что в областях, примыкающих к Каспийскому морю, углеобразование было приурочено главным образом к средней юре.

Суммируя приведенные данные, можно отметить различия в развитии юрских флор Туркмении для восточного и западного районов их распространения, начиная с конца триаса. Действительно, в районе Кугитангтау наблюдается последовательная смена состава комплексов ископаемых растений от более низких к более высоким частям разреза, которая заключается в утрате более древних мезозойских видов (*Dipteridaceae*, *Matoniaceae*, *Neocalamites* и др.) и в обогащении видами *Coniopteris*. Такая же закономерность изменения юрских флор, начиная с рэта, наблюдается в Южно-Ферганском и Восточно-Ферганском угленосных районах, в Зеравшанском и Гиссарском хребтах, в Северной Киргизии и других районах Средней Азии. В то же время в юрских флорах Прикаспийских областей наблюдается длительное существование до средней юры рэт-лейасовых типов растений. Причиной этого могли быть различные физико-географические и экологические условия, господствовавшие в течение юрского времени в восточных и западных районах Туркменской ССР.

Своеобразие флоры Прикаспийских районов Туркмении и сходство ее с флорами Мангышлака и Ткварчельского районов на Кавказе позволяет наметить особую флористическую область, охватывающую территории, расположенные как к востоку, так и к западу от Каспийского моря.

Общая характеристика нижней и средней юры

Изложенный по отдельным районам материал позволяет сделать некоторые общие выводы, касающиеся стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений Туркменской ССР и палеогеографии этой территории в соответствующее время. Разобщенность трех рассмотренных районов затрудняет сопоставление установленных в каждом из них разрезов. Это возможно сделать лишь путем определения возраста отдельных подразделений каждого из этих разрезов по общепринятой стратиграфической шкале.

Наиболее полный разрез, хотя и не весь одинаково документированный, имеется для Кугитангтау. На Большом Балхане разрез начинается с верхов лейаса. Возможно, однако, что здесь на глубине имеются и более древние горизонты, не обнаженные денудацией. На Туаркыре возраст отдельных подразделений не может быть точно установлен, ибо для суждения об этом слишком мало данных. Встреченные в толще растительные остатки говорят о среднеюрском возрасте ее большей верхней части. В течение нижеюрской эпохи осадконакопление здесь происходило, повидимому, на отдельных участках, и к нижней юре может быть отнесена лишь небольшая нижняя часть континентальных отложений, которые частично были уничтожены до начала накопления осадков средней юры.

На современной стадии их изучения растительные остатки позволяют наметить существование в Средней Азии двух юрских флор: нижелейасовой и отвечающей верхнему лейасу и средней юре. Таким образом, по этим остаткам нельзя уверенно говорить не только о принадлежности слоев к тому или иному ярусу, но даже и к отделу.

Более точные стратиграфические указания дают фаунистические остатки. В настоящее время известно немногим более 100 видов ископаемых животных, почти исключительно моллюсков, из нижней и средней юры Туркмении, по преимуществу из Большого Балхана. Остальные группы ископаемых представлены чрезвычайно бедно и, за исключением двух видов плеченогих, пока не определены.

Среди моллюсков наиболее многочисленны остатки пластинчатожаберных. Сохранность их часто плохая, а определенные формы по большей части принадлежат к видам, имеющим значительное вертикальное распространение. Реже встречаются и также не имеют большого стратиграфического значения остатки брюхоногих, лишь в отдельных случаях позволяющие говорить о принадлежности слоев к тому или иному ярусу. Большой интерес представляют головоногие моллюски и особенно аммониты. Они встречаются не очень часто, но порой могут быть определены даже по сравнительно небольшим обломкам и позволяют установить возраст с точностью до части яруса. По аммонитам установлено присутствие в Большом Балхане верхнего лейаса и байосского яруса. В последнем выделены горизонт со *Sphaeroceras* верхов нижнего или низов верхнего байоса и более высокий горизонт верхов верхнего байоса с *Parkinsonia doneziana* Boriss. и *Garantia*. Вышележащий горизонт с *Parkinsonia harmonulata* Khud. принадлежит уже к низам бата. По аммонитам же установлены верхний байос и верхний бат в Кугитангтау.

Нижнеюрские отложения Туркменской ССР почти совершенно лишены фауны, поэтому мы можем сделать выводы о характере фауны лишь по отношению к средней юре. Большинство определенных отсюда форм принадлежит к видам, известным из Крыма, Северного Кавказа, Франции, Англии и Германии. Это фауна среднеевропейского типа, лишенная специфических средиземноморских элементов. Имеется, хотя и небольшая, примесь местных форм.

По условиям обитания среднеюрская фауна должна быть отнесена к открытому, но не очень глубоководному бассейну. Более мелководные формы пластинчатожаберных появляются лишь в верхней части среднеюрской толщи Большого Балхана, но и здесь почти не встречаются прибрежные формы, как, например, устрицы. Последние характерны только для морских отложений Туаркыра, где явно имеются образования очень мелкого моря, покрывавшего окраинную часть суши.

Полное отсутствие данных о нижне- и среднеюрских отложениях на большей части территории Туркменской ССР затрудняет суждение о связи между областями накопления этих осадков, которые известны, с одной стороны, в западной, а с другой — в юго-восточной частях республики. Ясно, что эти области не ограничивались районами современных выходов соответствующих осадков. В пределах Большого Балхана уже в нижнеюрское время существовал довольно глубоководный морской бассейн. К северу от него располагалась суша, на которой накопление осадков вообще не происходило или происходило местами в незначительной степени. Кугитангский район в начале юрского периода представлял собой межгорную депрессию, где, как и в соседних районах Южного Узбекистана, происходило накопление континентальных осадков. В самом конце лейасовой или в начале среднеюрской эпохи сюда проник ненадолго морской залив, существовавший до конца байосского века.

Во второй половине среднеюрского времени, с конца байосского века море в Большом Балхане несколько обмелело. Немного позднее, в верхнебатское время, в Гаурдак-Кугитангском районе началось вторичное погружение, обусловившее проникновение вновь в эту область морского залива, который существовал почти до конца юрского периода. Областью накопления осадков в это время сделались и участки, до того служившие областями сноса, как, например, район Гаурдакского поднятия. Туаркырская суша в среднеюрское время также являлась областью интенсивного осадконакопления. В конце среднеюрского времени она была покрыта мелким морем.

Северная граница среднеюрского моря, покрывавшего Большой Балхан, определяется довольно точно; суша занимала Красноводский полуостров, Туаркыр и протягивалась далее к Мангышлаку. На западе, как можно судить по сходству разрезов, типа осадков и фауны, море было связано с бассейном, покрывавшим северо-восточную часть Кавказа (Дагестан). Южная граница моря не вполне ясна. Она проходила, видимо, в пределах Северного Ирана, где в Эльбурсе нижнеюрские отложения представлены угленосной континентальной толщей с отдельными слоями, содержащими морскую фауну (Clapp, 1940). Насколько можно судить по имеющимся скудным данным, в Северном Иране суша продолжала существовать и в среднеюрское время; на ней отлагались красноцветные толщи, известные и в Афганистане. Эта суша представляла собой крупный остров или ряд островов, отделявших море Большого Балхана от находившегося южнее бассейна Тетиса. Море Большого Балхана, можно полагать, продолжалось и в область современного Копет-Дага.

Северо-восточная граница среднеюрского моря наименее определена. Где-то в пределах Каракумов море мелело и сменялось сушей, которая, во всяком случае, существовала в это время в области верхнепалеозойских сооружений правобережья Аму-Дарьи. Береговая линия могла быть весьма изрезанной и непостоянной, а переход морских осадков в континентальные мог совершаться через лагунные образования. Подвижность области Каракумов дает основание предполагать, что она являлась площадью аккумуляции, а не сноса, причем здесь, вероятно, происходило накопление то морских, то континентальных осадков, чередовавшихся на различных участках в различных соотношениях.

Некоторые данные для суждения о положении береговой линии среднеюрского моря получены в последнее время при разведочном бурении у Тюя-Муяна (левобережье Аму-Дарьи, Питнякский район). Здесь под отложениями, относимыми к неокому, обнаружена мощная (более 400 м) толща разнозернистых песчаников с растительными остатками; последние, по мнению Т. А. Сикстель, скорее всего принадлежат к среднеюрским или к верхнеюрским видам.

Непосредственного сообщения между морским бассейном Большого Балхана и Кугитангтау не было. Однако они сообщались с единым океаном и могут рассматриваться как окраинные бассейны Тетиса.

Основным видом полезных ископаемых, связанных с отложениями нижней и средней юры в Туркменской ССР, являются угли.

В Большом Балхане углепроявления приурочены к северному крылу антиклинали, к нижней части батского яруса. На протяжении 40 км от Караймана на западе до Караэлема на востоке насчитывается 11 выходов угленосных пород, представленных углистыми сланцами, переходящими местами в сажистые угли и залегающими в виде выклиниваю-

щихся пластов или линз. Только в пределах Ягманского месторождения угленосность имеет практическое значение.

В Туаркыре углепроявления развиты в пределах всей площади распространения континентальных ниже- и среднеюрских отложений. Они выражены пластами угля, углистых сланцев или обогащенных углистым веществом глин и песчаников. Наличие здесь пластов угля рабочей мощности обуславливает перспективность данного района в отношении угленосности.

В Кугитангтау угленосность приурочена к двум свитам: продуктивной, принадлежащей в основном к верхам нижней юры, и континентальной свите нижнего бата. Практический интерес заслуживает лишь первая из них, где встречено несколько сложных пластов, имеющих на большем или меньшем протяжении рабочую мощность.

Из других видов полезных ископаемых, непосредственно связанных с ниже- и среднеюрскими отложениями, в Туркменской ССР можно указать огнеупорные глины и кварциты Кугитангтау. На Большом Балхане с песчаниками средней юры связан целый ряд небольших выходов подземных вод, имеющих существенное значение для местного водоснабжения.

В. Б. Порфирьев (1941) и некоторые другие авторы связывают происхождение нефти среднеазиатских (и в частности туркменских) месторождений с преобразованием растительного материала, накопившегося в нижнеюрское время. Этот вопрос в настоящее время не может еще считаться решенным.

ВЕРХНЯЯ ЮРА

Введение

Верхнеюрские отложения широко распространены в пределах Туркменской ССР, за исключением, возможно, крайней северо-восточной ее части. Однако на значительных пространствах эти отложения перекрыты позднейшими образованиями, и выходы верхней юры на дневную поверхность ограничиваются немногими разобщенными районами: Туаркырским на северо-западе, Большим Балханом и Куба-Дагом на западе, Копет-Дагом на юге и Гаурдак-Кугитангским на юго-востоке республики¹.

К югу от государственной границы верхнеюрские отложения широко распространены в соседних областях Ирана. На западе верхнеюрские отложения Туркменской ССР тесно связаны с верхнеюрскими образованиями, развитыми в пределах Кавказа.

В Большом Балхане верхняя юра достигает весьма значительной мощности. Представлена она здесь келловейскими, оксфордскими и, по-видимому, кимериджскими и титонскими слоями. Наличие кимериджа и титона еще не обосновано палеонтологическими находками. На значительной части площади эти ярусы, а в восточной части Большого Балхана и вся верхняя юра отсутствуют вследствие предмеловой денудации.

В гряде Куба-Даг верхнеюрские отложения почти лишены фауны и лишь на основании сопоставлений с разрезами окружающих районов могут быть отнесены к оксфорду, кимериджу и титону. Конец верхнеюрской эпохи характеризовался здесь установлением лагунного ре-

¹ В последние годы при разведочном бурении на северо-восточной окраине Туркмении, в Питнякском районе (Тюя-Муюн), вскрыты отложения, возможно имеющие верхнеюрский возраст. Это континентальные образования, упоминавшиеся выше при описании среднеюрских отложений.

жима, но следов перерыва, отделяющего верхнеюрские отложения от нижнемеловых, нет.

В разрезах Туаркыра отложения средней юры без признаков перерыва покрываются морскими верхнеюрскими отложениями. Последние подвергались здесь в эпоху, предшествовавшую меловой трансгрессии, сильному, местами полному размыванию. Поэтому даже в наиболее полных разрезах юрские отложения представлены лишь двумя своими нижними ярусами — келловейским и частично оксфордским. В Копет-Даге обнажается на весьма ограниченных участках лишь самая верхняя часть верхнеюрских отложений, соответствующая титону и отчасти, быть может, кимериджу.

Широким распространением пользуются верхнеюрские отложения в пределах Гаурдак-Кугитангского района, а также в прилегающих районах Узбекской ССР. Они являются здесь непосредственным продолжением нижележащих образований нижней и средней юры и постепенно переходят в меловые осадки. В течение верхнеюрской эпохи происходило значительное изменение существовавших здесь условий. Вначале имело место расширение и углубление морского бассейна, затем он обмелел, распался на разобщенные лагуны и в конце верхнеюрской эпохи прекратил свое существование.

Различие в разрезах верхнеюрских отложений отдельных районов, обусловленное разной обстановкой, существовавшей здесь в течение верхнеюрского времени, и различным ходом геологической истории этих территорий, затрудняет составление сводного стратиграфического разреза верхней юры Туркменской ССР.

Большой Балхан

В системе Большого Балхана верхнеюрские отложения пользуются менее широким распространением, чем среднеюрские. Первые сведения об этих отложениях имеются в работе Н. И. Андрусова (1905). Верхнеюрский возраст их был установлен позднее в результате производившихся в 1924—1926 гг. исследований П. М. Васильевского (1924, 1926), И. И. Никшича (1926 г.) и И. И. Никшича и В. Н. Огнева (1928), которыми были найдены ископаемые, характерные для келловейского и оксфордского ярусов. Наиболее полной из опубликованных работ по стратиграфии верхней юры Большого Балхана является работа В. Ф. Пчелинцева и Г. Я. Крымгольца (1934). В дальнейшем исследования А. В. Данова, Н. П. Луппова и других геологов несколько дополнили и уточнили стратиграфическую схему, данную в вышеупомянутой работе. Последняя включает описание остатков ряда верхнеюрских моллюсков; из других групп верхнеюрской фауны Большого Балхана специальному изучению подверглись лишь брахиоподы (Моисеев, 1944) и единичные морские ежи (Вялов, 1929, 1930, 19456).

Отложения верхней юры представлены в данном районе в основном весьма плотными, хорошо противостоящими разрушению породами. В Большебалханской антиклинальной структуре они развиты как на южном ее крыле, так и на северном — от мыса Иртыкбурун на западе до горы Кяриз на востоке. Верхнеюрские отложения сохранились здесь не в виде сплошной полосы, а на ограниченных участках, представляющих собой синклиналильные прогибы, возникшие во время предмеловой складчатости. Таких участков насчитывается четыре: самый западный в районе Иртыкбуруна, следующий у горы Кошаджульба (Кошасейра),

далее на горе Геркез и последний на южном склоне гор Огланлы и Кяриз.

На южном крыле в Большебалханском хребте верхнеюрские отложения обнажаются в его северном обрыве, от родника Сакка на востоке до Джебела на западе; на южном склоне в глубоких оврагах системы Тюз-Мергеня; в возвышенностях Лямабуруна у Небит-Дага и в овраге Ташлыдере.

В юго-западной части у Небит-Дага, а также на северо-западе (Иртыкбурун, Борджоклы) имеется наиболее полный разрез верхней части юрской юры, согласно перекрываемой нижним мелом. К северу и к северо-востоку от Небит-Дага обнаруживается трансгрессивное залегание нижнемеловых известняков, чем далее к востоку, тем на все более низких горизонтах. В восточной части Большого Балхана верхнеюрские отложения совершенно отсутствуют и известняки неокома непосредственно лежат на средней юре.

По своему составу верхнеюрские отложения Большого Балхана подразделяются на две части: нижнюю, известково-песчанистую и верхнюю, сложенную более чистыми карбонатными образованиями. Первая по возрасту принадлежит келловей, вторая отвечает промежутку от оксфорда до титона включительно (рис. 15).

Келловейский ярус распространен почти во всех отмеченных выше участках развития верхней юры. В тех местах, где келловейские отложения срезаются трансгрессивно залегающими известняками неокома, мощность их непостоянна.

В основании келловейских отложений обычно залегает плотный песчанистый известняк, имеющий с поверхности желтовато-бурую окраску. Этот пласт хорошо выделяется в рельефе вследствие большей плотности, чем у окружающих пород, и поэтому служит маркирующим горизонтом. Он содержит зерна кварца и плагиоклазов, обломочки кремнистых и кремнисто-глинистых пород и остатки фораминифер; встречаются псевдооолитовые образования. Наличие яркожелтых гидроокислов железа обуславливает общую желтовато-бурую окраску породы.

Выше следуют песчаники и алевролиты с известковистым или глинистым цементом то более рыхлые, то более плотные, местами косослоистые. Наблюдается то увеличение глинистого материала и измельчение песчаных частиц (алевритистая глина), то преобладание карбоната (пелитоморфный алевритистый известняк). Обычно же мы имеем дело с мелкозернистым песчаником или же алевролитом, где зерна кварца и полевого шпата сцементированы большим или меньшим количеством глинистого вещества. Относительная рыхлость этих пород обуславливает их плохую обнаженность. Повидимому, пачки более глинистых пород сосредоточиваются преимущественно в нижней части этой свиты.

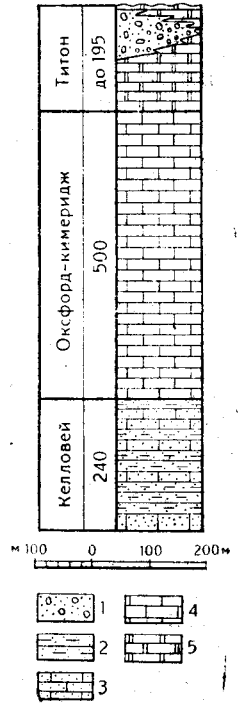


Рис. 15. Сводный разрез верхней юры южного крыла Большебалханской антиклинали (по Г. Я. Крымгольцу и Н. П. Лупову)

1 — красноцветный песчаник и конгломерат; 2 — глинистый песчаник и алевролит; 3 — песчанистый известняк; 4 — известняк; 5 — доломит

В верхней ее половине местами, особенно часто в низах, в песчаниках встречается мелкий кварцевый гравий; распределение которого весьма неравномерно. Размер отдельных галечек обычно от 1 до 3, реже до 5 мм.

В северо-западной части антиклинальной структуры Большого Балхана келловейские отложения переходят в более грубозернистые фации, и в Иртымбуруне они представлены средне- и крупнозернистыми песчаниками, обогащенными гравием и гальками, среди которых присутствуют гальки магматических пород.

Песчанистый известняк, залегающий в основании келловейского яруса, содержит многочисленные остатки фауны, состоящей из аммонитов, пластинчатожаберных, брюхоногих, морских ежей и др. Отсюда известны *Macrocephalites macrocephalus* Schloth., *M. typicus* Blacke, *Aequipecten subinaequicostatus* Kas., *Plicatula pettclercki* Roll., *Lima duplicata* Sow., *Pleuromya regularis* Pčel., *Natica calypso* Orb., *Dicroloma ritleri* Thurm., *Pygorhytis ovalis* Leske, *Trochottara* cf. *homostigma* Ag. и многие другие. Выше органические остатки редки и сохранность их неудовлетворительна. Лишь в 20—30 м ниже основания следующей свиты были встречены келловейские аммониты *Pertsphinctes zarencznyi* Teiss., *P.* cf. *balinensis* Neum., *Hecticoceras* aff. *lunula* Rein., а еще в 10 м ниже *Egymnoceras coronatum* Brug.

Мощность келловейских отложений на северном крыле от 140 до 190 м, на южном возрастает до 240 м.

Оксфордский, кимериджский и титонский ярусы. Верхняя часть верхнеюрской толщи представлена карбонатными осадками. Как уже отмечалось, вышележащие нижнемеловые отложения залегают на них обычно несогласно, причем местами известняки верхней юры уничтожены полностью, местами же в той или иной степени. В связи с этим меняется и наблюдаемая мощность этих отложений; непостоянна и первоначальная их мощность. В Огланлинской гряде и на северном склоне Большого Балхана их мощность достигает 400 м, а на южном склоне последнего в Лямабуруне, где верхнеюрские отложения согласно покрываются нижнемеловыми, а их нижние горизонты не вскрыты, неполная мощность толщи составляет 700 м.

Верхнеюрские известняковые отложения прослеживаются в пределах отмеченных выше участков там же, где и отложения келловей, но на еще меньших площадях. Присутствуют они также в Лямабуруне, где келловей не обнажается.

Состав пород этой толщи весьма непостоянен. В основном мы имеем дело с известняками то окремненными, то доломитизированными, с прослоями мергелистого и песчанистого известняка. Может быть намечено подразделение верхнеюрской известняковой толщи на три части.

В нижней части песчанистые частицы наиболее многочисленны и окремненные участки наиболее часты. Мы встречаем здесь слои мелкозернистого песчаника с карбонатным цементом и стяжения, обогащенные халцедоном. Слоистость обычно не выражена.

В средней части толщи развиты известняки скрытокристаллические и пелитоморфные, местами с прослоями глинистого известняка. Здесь весьма обычна доломитизация отдельных пластов. Слоистость более отчетлива.

Верхняя часть толщи полнее всего представлена в районе Лямабуруна, где, как уже было сказано, отсутствует перерыв между верхней юрой и нижним мелом, столь отчетливый в других участках Большого

Балхана. Здесь Н. П. Лупповым в 1942 г. была выделена свита белых доломитов, часто кавернозных, с прослоями известняков брекчиевидного характера. Эта свита уже издала легко отличается от подстилающих и покрывающих ее пород своей белой окраской. Мощность ее до 195 м. Местами в породах этой свиты появляется примесь песчанистого материала в виде кварцевых зерен, количество и размер которых увеличиваются в верхней части свиты. К северо-востоку от Лямабуруна в верхах этой свиты появляются пласты конгломерата; приобретающего красноватую окраску.

Аналогом этой доломитовой свиты являются, возможно, брекчиевидные известняки, которые наблюдаются к юго-западу от вершины Дагдирим, а также на горах Огланлы и Кязиз, где они также сменяются кверху конгломератами. Мощность этих образований, рассматриваемых как верхняя часть верхнеюрской известняковой толщи, достигает в последнем районе 50—80 м.

Иначе представлены верхние горизонты верхней юры в северо-западной части Большебалханской антиклинали (Иртыкбурун, Борджоклы), где они изучались Л. А. Никитюк (1932) и позднее Н. П. Лупповым и Е. А. Худобиной. Здесь верхнеюрские известняки имеют мощность не более 280 м. Местами, особенно в нижней части, они сильно обогащены песчаными зернами и переходят в известковистые песчаники.

Выше известняков в разрезе горы Борджоклы залегают:

1. Гипсы белые и розовые с подчиненными им прослоями голубых и красных гипсоносных глин	40 м
2. Пачка доломитизированных и мергелистых известняков, чередующихся с пластами доломита и известковистого песчаника	20 „
3. Кирлично-красные песчаники, переходящие кверху в красные конгломераты, содержащие гальку не только верхнеюрских, но и более древних пород	36 „

Далее залегают морские известняковые отложения неокома.

Первые два слоя представляют собой явно лагунные образования, а последний, вероятно, континентальные.

Аналогичные красноцветные песчаники и конгломераты непостоянной мощности (не более 10—15 м) местами присутствуют ниже неокомской известняковой толщи и в тех местах, где верхнеюрские отложения были подвергнуты размыву. В последнем случае они залегают на различных горизонтах верхней и местами средней юры.

Нижняя возрастная граница верхнеюрской известняковой толщи устанавливается довольно точно благодаря присутствию в подстилающих песчаниках келловейских аммонитов, а в низах известняков — аммонитов, характерных для оксфордского яруса: *Perisphinctes warthae* Виск., *P. ex gr. plicatilis* Orb., *Peltoceras ex gr. arduenense* Orb. Выше определяемые органические остатки редки, и для выделенных более высоких ярусов верхней юры не имеется точных палеонтологических данных. Можно исходить лишь из валанжинского возраста покрывающих рассматриваемые отложения известняков и из сопоставления с другими районами.

В местах, где верхнеюрская известняковая толщина согласно покрывается известняковой толщиной неокома (Лямабурун), несомненно, что первая включает в себя не только оксфордский, но также кимериджский и титонский ярусы.

Замена на северо-западе верхней части верхнеюрских известняков лагунными и континентальными осадками и залегание неокома (вклю-

чающего и валанжинский ярус) во многих местах на размытой поверхности дислоцированных отложений верхней и средней юры свидетельствуют о поднятии и складкообразовательных движениях, происходивших в донеокомское время. Согласно точке зрения О. С. Вялова (1932), принятой и другими исследователями, эти движения относятся к так называемой новокиммерийской фазе складчатости, проявления которой известны во многих местах Кавказа и Средней Азии. Тектонические движения этой фазы, начавшиеся в кимериджское время, повидимому, продолжались и в титонское время. Эти движения вызвали размыв наиболее поднятых участков, накопление грубообломочных пород по их окраине, образование лагун и изменение условий осадконакопления в сохранившейся части морского бассейна.

Все сказанное позволяет принять титонский и частично, может быть, кимериджский возраст как для доломитов Лямабуруна и брекчиевидных известняков Дагдирима и Огланлы, так и для лагунных осадков Борджоклы. Грубообломочные породы, появляющиеся в самых верхах рассматриваемой толщи или залегающие на размытой поверхности более древних пород, могут быть отнесены к верхам титонского яруса.

Палеогеографические условия. Еще в конце среднеюрского времени суша, располагавшаяся ранее непосредственно к северу от Большого Балхана, начала погружаться под уровень моря. После кратковременных колебаний морского бассейна в келловейское время, с начала оксфордского века, установились более однородные условия. Область сноса значительно отодвинулась от Большого Балхана, и началось накопление в основном карбонатных осадков.

Этот процесс нарушился новокиммерийской складчатостью, которая проявилась более интенсивно в северо-западной части района. В Большом Балхане этими движениями был создан ряд примерно широтных пологих складок, приподнятых выше уровня моря. Разрушение этих складок в континентальных условиях вывело местами на дневную поверхность среднеюрские слои. В других участках в конце юрского периода происходило накопление гипсов, красноцветных конгломератов и песчаников, сохранившихся в виде линз большей или меньшей протяженности и мощности. Южнее и юго-восточнее соответствующие движения местами сказались в появлении брекчиевидных известняков и конгломератов, откладывавшихся в морской среде; далее к югу (Лямабурун) следов перерыва осадконакопления не видно, здесь произошла лишь смена нормальных известняков оксфорда — кимериджа доломитами титона.

Нижнемеловое время начинается трансгрессией моря из южных частей района на север и на запад, где соответствующие слои ложатся трансгрессивно на разные горизонты верхне- и среднеюрских осадков.

Куба-Даг

К западу от Большого Балхана верхнеюрские отложения вместе с покрывающими их нижнемеловыми слагают гряду Куба-Даг на южной окраине Краснодарского полуострова. Пласты верхней юры прослеживаются вдоль всего Куба-Дага от могилы Каифата на его западном конце до мыса Кубасенгир на востоке.

Первые указания на присутствие в Куба-Даге верхней юры имеются в статьях Э. Титце (Tietze, 1877) и Шёгрена (Sjögren, 1888a). Ряд отрывочных данных о верхнеюрских отложениях содержится в работе

Н. И. Андрусова (1905) и статье С. А. Ковалевского¹ (1926а). Схематичное описание разреза у ст. Кайлю дано М. Б. Григоровичем. Более полные данные об отложениях юры Куба-Дага получены в 1943 г. исследованиями геологической партии Туркменского геологического управления под руководством Н. П. Луппова (1949).

Верхнеюрские отложения Куба-Дага фаунистически почти не охарактеризованы, вследствие чего геологический возраст свит устанавливается главным образом на основании региональных сопоставлений.

Нижние горизонты верхней юры в Куба-Даге отсутствуют. Лишь в одном пункте, у подножия обрыва, на восточной окраине Красноводска имеются небольшие выходы отложений, зажатых между верхнеюрскими известняками и изверженными породами. Здесь присутствуют сильно перемятые глинистые сланцы и гравийные песчаники, переходящие в мелкогалечный конгломерат. Песчаники содержат неопределимые остатки белемнитов, пластинчатожаберных и криноидей. По всей вероятности, эти отложения являются аналогами батских или келловейских отложений Большого Балхана. Наличие этих выходов позволяет предполагать, что отсутствие в разрезе Куба-Дага келловея не является первичным, а вызвано тектоническими причинами.

Наиболее полный разрез верхнеюрских отложений имеется в западной части Куба-Дага, у бухты Соймонова. Восточнее против красноводских и уфринских выходов изверженных пород, верхнеюрская толща сильно пережата, мощности отложений уменьшены и отдельные горизонты целиком или частично выпадают из разреза. На востоке, у ст. Кайлю, вновь наблюдается нормальная последовательность слоев, но там низы разреза не обнажаются. В верхнеюрском разрезе Куба-Дага по литологическим признакам отчетливо выделяются три свиты.

Нижняя свита состоит из плотных массивных или толстослоистых известняков, частично доломитизированных, среди которых в разрезе у бухты Соймонова залегает горизонт плотных плитчатых мергелей. Пласты имеют светлосерый, реже темносерый цвет, обычно с буроватым или желтоватым (кремовым) оттенком; в основании склона (у тектонического контакта) известняки местами приобретают розовую окраску. Полная мощность свиты неизвестна; видимая мощность ее в указанном разрезе превышает 100 м, но обычно меньше. Из фауны встречаются редкие неопределимые остатки брахиопод и криноидей. Известняки прослеживаются по южному склону Куба-Дага с небольшими перерывами от его западного конца до п-ова Уфры. Повидимому, на всем этом протяжении они ограничены с юга крупным разрывом. В отдельных пунктах можно видеть тектонический контакт их с изверженными породами. Известняковая свита представляет несомненный аналог верхнеюрских известняков Большого Балхана и Туаркыра и, подобно им, должна быть отнесена к оксфордскому и частично, может быть, кимериджскому ярусам.

Выше известняков в разрезе у бухты Соймонова согласно залегает свита, представленная внизу чередованием песчаных известняков и известковистых песчаников, обогащенных гравием и мелкой галькой, а выше — главным образом доломитами и доломитовыми мергелями. Свита имеет пеструю окраску вследствие чередования светлосерых, местами почти белых слоев со слоями, окрашенными в красный цвет различной интенсивности. Мощность свиты достигает 40 м.

Аналогом этой свиты, повидимому, является нижняя часть разреза у ст. Кайлю. Она представлена чередованием пестроокрашенных пластов доломитов, доломитовых мергелей, песчаных, частично доломитизиро-

ванных известняков и песчаников. Мощность ее свыше 80 м. В средней части Куба-Дага, у г. Красноводска и п-ова Уфры, отложения этой свиты отсутствуют вследствие тектонических причин (выжаты). По своему стратиграфическому положению эта свита может быть отнесена к кимериджскому ярусу.

Верхняя свита распространена шире, чем нижележащие, и может быть прослежена по всему Куба-Дагу. В западных и восточных разрезах ясно видно согласное залегание ее на слоях предыдущей свиты, с которой она связана постепенным переходом. В средней части Куба-Дага она находится в тектоническом контакте с нижней свитой или непосредственно с изверженными породами.

Верхняя свита представлена красноцветными породами, литологический состав которых претерпевает очень существенные изменения. На западе, у бухты Соймонова, свита состоит из чередующихся пластов гипсов и красных гипсоносных глин, в верхней части с прослоями голубовато-серых и красных песчаников. Мощность пластов гипсов нередко превышает 10 м. Общая мощность свиты достигает 250 м. В более восточных частях Куба-Дага мощность свиты значительно уменьшается, гипсы отсутствуют, глины занимают подчиненное положение или также отсутствуют и преобладающая роль переходит к песчаникам и конгломератам.

Наиболее полно строение свиты можно видеть в разрезе у ст. Кайлю. Здесь нижняя ее часть, мощностью около 35 м, состоит из чередующихся пластов красных и светлосерых песчаников и алевролитов, а верхняя, мощностью свыше 50 м, представлена чередованием песчаников и конгломератов такого же цвета. Конгломераты состоят из известняковых и песчаниковых галек, размер которых достигает 0,10—0,15 м. Характерны слабая окатанность и плохая сортировка материала в конгломератах и невыдержанность пластов по простираанию, свидетельствующие об образовании осадков в континентальных условиях. Общая мощность свиты достигает 90 м.

Отложения верхней свиты представляют собой континентально-лагунные отложения конца юрского периода. Они, повидимому, соответствуют в основной своей части титонскому ярусу. Верхний возрастной предел свиты устанавливается согласным залеганием на ней известняков с *Diceras* и *Nerinea*, относящихся к валанжинскому ярусу.

Палеогеографические условия. Начальные моменты геологической истории района Куба-Дага в верхнеюрское время неизвестны. В оксфордское время здесь, как и в Большом Балхане, происходило накопление морских карбонатных осадков. Последующие тектонические движения, которые в большей части Большebilханской структуры привели к резкому угловому несогласию между юрой и мелом и значительному размыву юрской толщи, в Куба-Даге выразилась лишь сменой морских осадков, отлагавшихся в течение значительной части верхнеюрского времени, лагунно-континентальными. В этом отношении имеется полная аналогия с северо-западной окраиной Большого Балхана, где также в конце юрского времени местами происходило образование гипсов и конгломератов.

Туаркырский район

В пределах Туаркырского района отложения верхней юры не имеют значительного площадного распространения. Они узкой полосой оконтуривают с юго-запада, севера и северо-востока сводовую часть Туаркыр-

ской антиклинали, слагают вершины двух останцовых гор Чаирли и окружают со всех сторон выходы средней юры в ядре Бейнеуской антиклинали. На юго-восточном погружении и в южной части северо-восточного крыла Туаркырской антиклинали верхняя юра отсутствует и неомок лежит несогласно на среднеюрских отложениях. Исключение представляет собой лишь участок в урочище Кызылкыр к востоку от Геоктере, где В. С. Курбатовым и Н. П. Лупповым в 1949 г. обнаружен небольшой выход келловейских отложений. Вследствие большей устойчивости верхнеюрских пород по сравнению со среднеюрскими и нижнемеловыми все выходы верхнеюрских отложений приурочены к пологим формам рельефа — моноклинальным грядам и останцовым возвышенностям (гряды Туаркыр, Кяфигшемская, Огры-Даг, горы Чаирли, Доунгра, Бейнеу).

Наличие верхнеюрских отложений в пределах района установил в 1887 г. Н. И. Андрусов (1889, 1905), который дал схематическое описание разреза Туаркыра у колодцев Туар и собрал здесь обильную фауну, главным образом из келловейских отложений. Фауна эта была описана В. П. Семеновым (1896). Более полные данные о строении верхнеюрских отложений и их распространении на площади района были получены лишь через 40 лет после выхода в свет работы Н. И. Андрусова, при исследованиях, производившихся в 1929, 1930 и 1934 гг. Н. П. Лупповым (1931, 1932). Из собранных им верхнеюрских ископаемых описаны лишь брахиоподы (Моисеев, 1944).

Келловейский ярус. Келловейские отложения лежат с видимым согласием на среднеюрских, но резко отличаются от них наличием крупной и разнообразной морской фауны. Они обнаружены на склонах возвышенностей, вершины которых сложены оксфордскими известняками. В пределах района келловейские отложения обнаруживают значительную изменчивость в отношении мощности и литологического характера. Эту изменчивость можно иллюстрировать двумя разрезами, один из которых (Туаркыр) приурочен к юго-западному, а другой (Огры-Даг) к северо-восточному крылу Туаркырской антиклинали (рис. 16). В обоих разрезах палеонтологически установлены средний и верхний подъярусы келловей, тогда как к нижнему келловей условно может быть отнесена подстилающая средний келловей глинистая толща, содержащая лишь редкие неопределимые остатки моллюсков. Списки фауны из этих разрезов приведены по определениям П. К. Чихачева (аммониты), Г. Я. Крымгольца (белемниты) и Г. Т. Пчелинцевой (пластинчатожаберные).

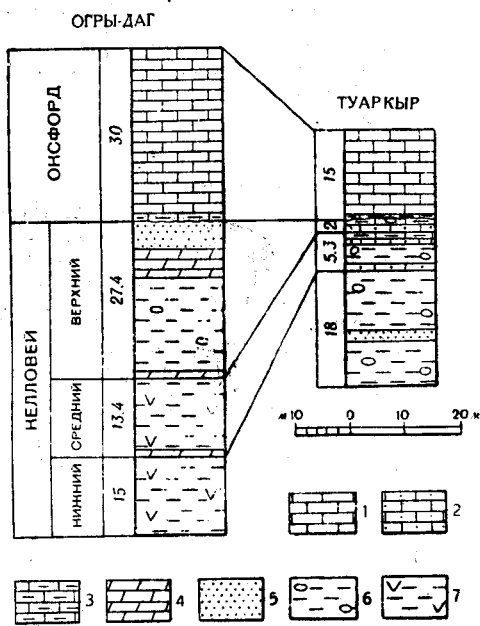


Рис. 16. Разрезы верхней юры Туаркырского района (по Н. П. Луппову)

1—известняк; 2—песчаный известняк; 3—известково-глинистый слой с признаками перемыва; 4—мергель; 5—песчаник; 6—глина с мергельными конкрециями; 7—гипсоносная глина

Туаркыр, у колодцев Туар

Нижний келловей (?).		
1.	Глины зеленые, частью фиолетовые, с мергельными конкрециями и прослоем серого песчаника. Конкреция содержит остатки мелких пластинчатожаберных и гастропод	18,0 м
Средний келловей.		
2.	Известняк песчанистый, желто-бурый с <i>Cosmoceras jason</i> Rein., <i>C. enodatum</i> Nik., <i>Macrocephalites</i> sp., <i>Gervillia aviculoides</i> Sow., <i>Trigonia lycetti</i> Bigot и др.	0,60 „
3.	Глина зеленая с мергельными конкрециями, содержащими остатки белемнитов, <i>Pholadomya</i> и гастропод	3,50 „
4.	Известняк мергелистый, светлосерый, содержит <i>Erymnoceras banksi</i> Sow., <i>Peltoceras athletoides</i> Lah., <i>Hecticoceras pseudopunctatum</i> Lah., <i>H. rossense</i> Teyss., <i>Aequipecten subinaequicostatus</i> Kas., <i>Limatula helvetica</i> Orr. и др.	0,25 „
5.	Глина фиолетовая с мергельными конкрециями	1,00 „
Верхний келловей.		
6.	Известняк песчанистый, пестрый с <i>Cosmoceras enodatum</i> Nik., <i>Peltoceras</i> cf. <i>ruprechtii</i> Orr., <i>P. athleta</i> Phill., <i>Reineckia</i> sp.	0,50 „
7.	Глина, как и в слое 5, с конкрециями, содержащими <i>Cosmoceras enodatum</i> Nik., <i>Hibolites latesulcatus</i> Orb., остатки пластинчатожаберных и морских ежей	1,50 „
Оксфорд.		
8.	Известково-глинистый, местами песчанистый слой фиолетового цвета с неправильной слоистостью и обильной верхнекелловейской фауной, несущей ясно выраженные признаки окатанности: <i>Cosmoceras duncani</i> Sow., <i>C. ornatum</i> Schloth., <i>C. transitionis</i> Nik., <i>Peltoceras athleta</i> Phill., <i>Hecticoceras</i> sp.	0,70 „
Выше следует толща оксфордских известняков.		

Огры-Даг, против колодца Кафаклы

Нижний келловей (?).		
1.	Глины зеленые, гипсоносные с прослоем желтовато-белого песка	15,00 „
Средний келловей.		
2.	Мергель светлосерый с <i>Hibolites</i> sp., <i>Aequipecten subinaequicostatus</i> Kas., <i>Aequipecten</i> aff. <i>subinaequicostatus</i> Kas., <i>Gervillia</i> sp., <i>Trigonia</i> sp. и др.	0,40 „
3.	Глина зеленая, гипсоносная с тонкими прослойками песка и прослоями серого мергеля, содержащими <i>Aequipecten</i> cf. <i>subinaequicostatus</i> Kas.	13,00 „
Верхний келловей.		
4.	Мергель серо-зеленый с <i>Peltoceras</i> cf. <i>ruprechtii</i> Orr., <i>Hectioceras</i> sp., а в основании с <i>Cosmoceras</i> ex gr. <i>duncani</i> Sow., <i>Hibolites</i> cf. <i>latesulcatus</i> Orb., <i>H. cf. hastatus</i> Blainv.	0,40 „
5.	Глина зеленая с мергельными конкрециями	19,00 „
6.	Мергель серо-зеленый	3,00 „
7.	Песчаник известковистый, фиолетовый, с желваками халцедона, содержит остатки морских ежей и брахиопод	5,00 „
Оксфорд.		
8.	Известково-глинистый слой сволнистой неправильной слоистостью и мелкими кварцевыми гальками. Содержит переотложенные <i>Cosmoceras</i> ex gr. <i>duncani</i> Sow., <i>Quenstedticeras praelamberti</i> Douv., а также остатки белемнитов, криноидей и брахиопод	0,50 „
Выше следуют оксфордские известняки.		

Сопоставление приведенных разрезов показывает следующее. На юго-западе (Туаркыр) отложения среднего и верхнего келловей представлены пачкой известняков, чередующихся с пластами глин; общая мощность пачки менее 10 м. На северо-востоке (Огры-Даг) преобладающую роль в разрезе играют глины, а пласты известняков заменяются маломощными прослоями мергеля; общая мощность возрастает до 40 м и более, причем увеличение мощности частично происходит за счет появления более высоких горизонтов, отсутствующих на юго-западе. В обоих

разрезах на границе келловей и вышележащей известняковой толщи залегает своеобразный слой, несущий признаки перемыва и содержащий обильную фауну верхнекелловейских аммонитов, очевидно переотложенных из келловейских отложений. Наличие этого слоя и залегание его на различных горизонтах келловейского яруса свидетельствуют о перерыве между келловеем и оксфордом, во время которого келловей был подвергнут частичному размыву. Размыв явнее выражен на юго-западе, где указанный слой лежит на более близких горизонтах келловей, чем на северо-востоке.

Фауна келловейских отложений довольно разнообразна. Известняковые пласты Туаркыра содержат раковины многочисленных аммонитов, которые позволяют различать средний и верхний подъярусы. Нижние горизонты (средний келловей) содержат *Cosmoceras jason* Rein., *Macrocephalites andrussovi* Semen., *Erymnoceras banksi* Sow., *Hecticoceras pseudopunctatum* Lah., *H. rosstense* Teuss., *Peltoceras athletoides* Lah. В верхних горизонтах (верхний келловей) присутствуют *Cosmoceras duncani* Sow., *C. ornatum* Schloth., *C. transittonts* Nik., *Peltoceras athleta* Phill., *P. cf. ruprechtii* Opp. Вместе с аммонитами встречаются многочисленные пластинчатожаберные, из которых особенно характерны *Aequiptecten subinaequicostatus* Kas., *Pholadomya purchisoni* Sow. и крупные толстостворчатые *Trigonia* и *Gervillia*. Из других групп ископаемых необходимо отметить присутствие остатков белемнитов, брахиопод, морских лилий, морских ежей (*Collyrites*) и кораллов.

Фауна глинистой толщи Огры-Дага менее разнообразна. Аммониты встречаются значительно реже. Преобладают белемниты (*Hibolites*) и мелкие пластинчатожаберные, из которых чаще других встречаются пектиниды из группы *Aequiptecten subinaequicostatus* Kas. В известковистых песчаниках и мергелях верхов келловейского разреза встречаются главным образом морские ежи и брахиоподы.

Брахиоподы в келловее Туаркырского района представлены главным образом новыми видами. Отсюда А. С. Моисеевым описаны *Septaliphoria tuarkyrensis* Moisseev, *S. andrussovi* Moisseev, *Terebratulula trifonovi* Moisseev, *T. globata* Sow., *Zeilleria lupповi* Moisseev и некоторые другие.

Оксфордский ярус. Келловейские отложения покрываются известняковой толщей (туаркырский известняк), образующей вершины моноклиальных гряд и останцовых гор. Это довольно однородная толща сильно трещиноватых плотных известняков, непостоянной, но вообще светлой окраски: белой, желтоватой, иногда синевато-фиолетовой или розовой. Подчиненное положение занимают маломощные пласты мергеля и мергелистой глины. Характерной особенностью толщи является присутствие кремневых и халцедоновых включений, которые в отдельных пластах совершенно переполняют породу. Мощность известняковой толщи непостоянна вследствие размыва ее до отложения неоксомских слоев. Максимальная мощности (до 30 м) известняки достигают в Огры-Даге и в Бейнеу; в Туаркыре мощность их не превышает 15 м.

Фауна в известняковой толще редка и сосредоточена главным образом в нижней части. Преобладают брахиоподы, из которых А. С. Моисеевым описаны *Terebratulula andelotensis* Haas, *T. subformosa* Roll., *T. karabugazensis* Moisseev, *Aulacothyris semenovi* Moisseev (= *Waldheimia leckenbyi* Semen. non Walker), *A. carinata* Lam. var. *tuarensis* Moisseev, *A. karabugazensis* Moisseev и некоторые другие. Изредка встречаются аммониты весьма неудовлетворительной

сохранности: *Cardioceras* (?), *Peltoceras* (?). Оксфордский возраст толщи устанавливается по наличию аммонитов, стратиграфическому положению (выше верхнего келловоя) и литологическому сходству с оксфордскими известняками Большого Балхана.

Известняковой толщей заканчивается верхнеюрский разрез Туаркырского района. Более высокие горизонты (кимеридж, титон) были частично размыты, частично же им соответствовал по времени перерыв в ходе процесса седиментации, вызванный слабыми тектоническими движениями конца юрского времени. Вышележащая красноцветная толща, начинающая нижнемеловой разрез, лежит несогласно на различных горизонтах юрских отложений.

Палеогеографические условия. Туаркырский район, бывший в среднеюрское время областью накопления главным образом континентальных осадков, с начала верхнеюрской эпохи был покрыт морем. Море существовало здесь в течение келловейского, оксфордского и частично, может быть, кимериджского времени и накопило толщу сравнительно небольшой мощности вначале терригенных, а позднее карбонатных осадков.

Отмеченные выше различия в фациях и мощности верхнеюрских отложений в пределах района свидетельствуют о наличии здесь двух зон, несколько различающихся по условиям седиментации. На юго-западе располагался относительно приподнятый участок, где мощность верхнеюрских отложений небольшая (не более 25 м¹); келловей представлен более мелководными осадками; предоксфордский размыв проявился интенсивно. На северо-востоке был расположен более опущенный участок, на котором накопились мощные осадки (до 80 м); келловей в большей своей части представлен глубоководными глинистыми осадками; предоксфордский размыв почти не проявился. Подобные различия возникли еще в среднеюрское время, когда они проявились в возрастной мощности угленосной свиты в северо-восточном направлении.

В конце верхнеюрской эпохи территория Туаркырского района была охвачена тектоническими движениями. Эти движения были свойственны не только данному району, они имели более широкое распространение (Вялов, 1932). В пределах района они проявились в регрессии верхнеюрского моря и замене морского режима континентальным, а также в образовании перерыва седиментации и местами небольшого углового несогласия (не более 8°) между отложениями юры и нижнего мела.

Копет-Даг

Верхнеюрские отложения являются наиболее древними образованиями, обнажающимися в пределах Копет-Дага на территории СССР. Они выходят на дневную поверхность на очень небольших площадях в двух пунктах: в районе ст. Бахарден, к западу от Ашхабада, и у ст. Душак, восточнее Ашхабада. Краткие сведения об этих отложениях имеются в работах В. Ф. Пчелинцева и Г. Я. Крымгольца (1934) и В. В. Александрова (1933). Позднее эти данные были несколько дополнены наблюдениями А. В. Данова и П. И. Калугина.

В первом из этих пунктов верхняя юра слагает ядро антиклинальной складки передового хребта у оз. Коу, в 15 км к юго-востоку от ст. Бахарден. Она представлена здесь, по В. Ф. Пчелинцеву и Г. Я. Крымгольцу, темносерыми битуминозными плотными известняками с мерге-

¹ Если не считать предполагаемого нижнего келловоя.

листы прослойками, сменяющимися затем чередованием более светлых известняков и мергелей с прослоями белого гипса и ангидрита. Выше следуют кристаллические зернистые и плотные известняки с мергелистыми прослойками. Мощность всей толщи достигает 430 м. Фауна отсутствует, но наличие валанжинских аммонитов, пластинчатожаберных и морских ежей в согласно залегающих выше известняках заставляет рассматривать эти отложения как верхнеюрские. Условно, на основании сопоставления со сходными образованиями других районов Туркменской ССР и Северного Ирана, они могут быть отнесены к титону и киме-риджу (?).

В аналогичных условиях выходят верхнеюрские отложения вблизи советско-иранской границы в 18 км юго-западнее ст. Душак, в передовом хребте Девянакю. Здесь, по В. В. Александрову и П. И. Калугину, под известняками с валанжинской фауной залегают тонкослоистые известняки, ниже белые гипсы и ангидриты, чередующиеся с известняками и глинистыми песчаниками, и внизу плотные темносерые известняки с прослоями доломитов. Фауна отсутствует. Видимая мощность пород, относимых здесь к верхней юре, достигает 130 м.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что район Копет-Дага в конце верхнеюрской эпохи являлся областью накопления сравнительно мощных лагунно-морских карбонатных и частично химических осадков. Здесь, очевидно, располагался в это время полуобособленный бассейн, отделившийся от открытого моря в результате новокиммерийских тектонических движений. Характер более древних верхнеюрских отложений в Копет-Даге неизвестен. Но палеогеографические сопоставления позволяют предполагать, что ниже описанных лагунно-морских осадков залегают мощная толща нормальных морских отложений в карбонатной фации, аналогичных тем, какие известны на северо-западе — в Большом Балхане, на востоке — в Гаурдак-Кугитангском районе и на юге — в Северном Иране.

Гаурдак-Кугитангский район

Выходы верхнеюрских отложений в юго-восточной части Туркменской ССР приурочены к юго-западному окончанию отрогов горной системы Гиссарского хребта. Они слагают западный склон хр. Кугитангтау и расположенные западнее, между р. Кугитанг-Дарья и линией железной дороги Каган — Термез, возвышенности Гаурдак и Тюбегатан.

Верхнеюрские отложения неоднократно изучались в данном районе. Впервые их присутствие здесь было установлено благодаря находке в северной части Кугитангтау Д. М. Мышенковым фауны, среди которой С. Н. Никитиным (1889) был определен *Pertisphinctes bucharicus* Nik. Этот новый вид принадлежит к группе аммонитов келловей или нижнего оксфорда. Одновременно проводится ряд родовых определений пластинчатожаберных, отождествляемых (без видовых определений) с келловейскими формами с р. Урала, из Елатьмы и Попелян. На этом основании С. Н. Никитиным был сделан ошибочный вывод о связи среднерусской юры и юры Гималаев.

Более полный анализ фауны, собранной В. Н. Вебером и Я. С. Эдельштейном в низах той же свиты известняков несколько севернее, уже в пределах Узбекской ССР, был сделан А. А. Борисяком (1909). Он пришел к выводу о среднеюрско-келловейском возрасте этой фауны.

В результате работ в Горной Бухаре С. Н. Михайловским (1914) и А. Д. Архангельским (1917) была разработана стратиграфическая

схема подразделения мезозойских отложений. При этом среди отложений, относимых к юрской системе, выделены свиты известняков и гипсов. Последние были отнесены А. Д. Архангельским к юре условно.

В работе А. В. Данова (1928) отражены немногие имевшиеся в то время сведения. Известняки Кугитангтау рассматриваются здесь как однородная толща, условно относящаяся к верхней юре и имеющая мощность не менее 350 м. Вышележащая «свита алебастров» ошибочно отнесена к нижнему мелу.

П. П. Чуенко, производивший в 1928—1931 гг. геологическую съемку юго-западных отрогов Гиссарского хребта (1931, 1937а, б), дал общую характеристику верхнеюрских известняков. На основании определения собранной фауны он пришел к выводу о том, что начало их образования относится к келловее и что в лужитанское или кимериджское время морской режим уступил место лагунному и отложения известняков сменились химическими осадками (гипсы, соли). Эту смену условий П. П. Чуенко ставит в связь с новокиммерийской фазой складкообразования.

Известняки верхней юры оставлены нерасчлененными и в работе В. А. Вахрамеева, А. В. Пейве и Н. П. Херсакова (1936), которым, однако, удалось найти здесь остатки оксфордских аммонитов. Вышележащая соляно-гипсовая толща подразделена ими на три части и отнесена к кимериджу и титону.

С. И. Левицкий (1937), изучавший в 1934 г. разрез юрских отложений Кугитангтау в связи с угленосностью нижней его части, наметил расчленение известняковой верхнеюрской толщи на основе литологических признаков и остатков фауны.

В районе Гаурдака верхняя юра позднее изучалась в связи с выявлением сероносности и возможной нефтеносности. Эти работы велись независимо друг от друга В. П. Мирошниченко и А. В. Дановым, причем опубликованы лишь предварительные результаты работ первого из них (Мирошниченко, 1933а).

Дополнительные данные о верхнеюрском разрезе получены в результате бурения глубокой структурной скважины на Гаурдаке, а строение верхних горизонтов верхнеюрского разреза освещено проводившимися в 1945—1950 гг. Туркменским и Узбекским геологическими управлениями и Институтом геологии Академии наук УзССР работами по изучению месторождений калийных солей (Н. П. Петров, 1949).

Собранные в процессе всех перечисленных исследований палеонтологические материалы в большинстве подвергались лишь предварительному определению. Только остатки плеченогих были описаны А. С. Моисеевым (1944), а некоторые пластинчатожаберные—Е. А. Репман (1941).

Верхнеюрские отложения Гаурдак-Кугитангского района отличаются рядом особенностей, усложняющих их изучение. По литологическому составу они могут быть подразделены на две свиты: нижнюю — известняковую и верхнюю — соляно-гипсовую, за которой укрепилось предложенное В. П. Мирошниченко название гаурдакской. Дальнейшее расчленение их по составу пород весьма затруднительно ввиду его однообразия и отсутствия маркирующих горизонтов. Органические остатки присутствуют лишь в известняках, но весьма редко и отличаются плохой сохранностью; имеющиеся сборы еще недостаточно изучены. Наконец, непосредственное изучение разреза верхнеюрских отложений затрудняется условиями их выходов. Хорошие обнажения известняков имеются лишь в труднодоступных обрывах восточного склона Кугитанг-

тау и бортах саев, прорезающих его западный склон. Поверхность последнего почти совпадает с поверхностью пластов, не позволяя рассмотреть лежащие глубже горизонты. Что касается соляно-гипсовой гаурдакской свиты, то благодаря легкой растворимости и размываемости ее поверхность перекрыта продуктами разрушения и почвенным покровом.

На основании имеющихся материалов разрез верхнеюрских отложений Гаурдак-Кугитангского района снизу вверх может быть представлен в следующем виде (рис. 17).

Келловейский ярус. 1. Серые и зеленовато-серые мергелистые глины и мергели с подчиненными пластинами плотных, в отдельных случаях ракушечных и песчаных известняков. Мергели алевроитовые и глинистые, плотные, отдельные пласты несколько песчаные. Мощность 150—180 м.

Отсюда приводятся *Aequipecten subfibrosus* Or b., *A. subinaequicostatus* Kas., *Goniotomya baysunensis* Boriss. (Левицкий, 1937). К этой части разреза должна быть отнесена находка аммонита, определенного С. Н. Никитиным как *Pertisphinctes bucharius* Nik.; к ней же, но только в пределах Узбекской ССР, приурочена фауна, описанная А. А. Борисяком.

Из керна Гаурдакской скважины Г. Я. Крымгольцем определены следующие аммониты, происходящие из этой толщи: *Lytoceeras* ex gr. *adelae* Or b., *Hecticoceras* cf. *pavlowi* Tsyt., *H.* cf. *nodosulcatum* Lah., *H.* cf. *taeniolatum* Bonap., *H.* cf. *lunuloides* Kil., *Macrocephalites* sp. (s. str.).

Несмотря на приближенность приведенных определений, они достаточно убедительно свидетельствуют о келловейском возрасте отложений. Встреченные здесь же пластинчатожаберные, определенные Г. Т. Пчелинцевой, распространены как в средней юре, так и в келловее. Из них определены *Nucula ornata* Quenst., *Leda lacryma* Sow., *Protocardia striklandi* Morr. et Lyc., *Cyprina loweana* Morr. et Lyc., *Myacites aequatus* Phill., *Goniotomya v-scripta* Münst., *Gervillia monotis* Desl., *Entolium ivanovi* Pchel., *E. demissum* Phill., *Pharomyltilus sowerbyi* Or b. и ряд других. В. Т. Балахматовой отсюда определены фораминиферы *Lituotuba incerta* Franke, *Haplophragmoides* sp., *Cristellaria (Lenticulina) rotulata* Lam., *C. (L.) münsterti* Roem., *C. megastoma* Zwingly et Kübler, *C. subquadrata* Teras., *Lamarckina rjasanensis* Uhl., *Eptistomina mosquensis* Uhl.,

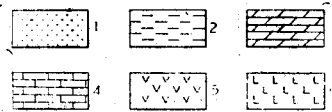
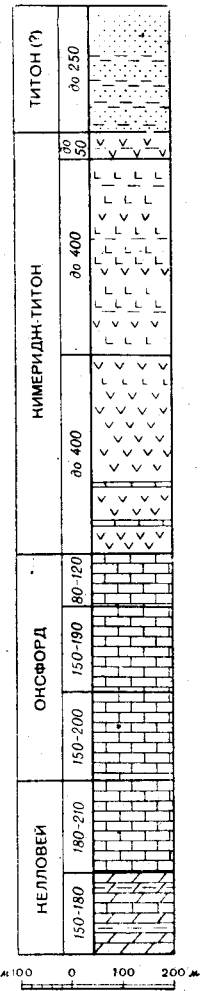


Рис. 17. Сводный разрез верхней юры Гаурдак-Кугитангского района

1—песчаник; 2—глина и аргиллит;
3—мергель; 4—известняк; 5—гипс;
6—каменная соль

E. stelligera Reuss. Этот список позволил В. Т. Балахматовой сделать вывод о верхнеюрском, вероятно келловейском возрасте данного комплекса фораминифер, что соответствует определениям возраста по другим группам ископаемой фауны.

2. Толстослоистые темносерые известняки мощностью 180—210 м, плотные, тонкозернистые, иногда крупнозернистые, пелитоморфные, участками доломитизированные. Фауна весьма многочисленна. Отсюда известны пластинчатожаберные *Gontomya sulcata* Ag., *Ceromya calloviensis* Kas., *Heligmus rollandi* Douv., аммонит *Perisphinctes* cf. *comperti* Pratt (Левицкий, 1937), а также определенные Д. И. Иловым из разных разрезов аммониты: *Erymnoceras banksi* Sow., *E. banksi* Sow. var. *naltschikensis* Tschich., *Cosmoceras* cf. *gemmatum* Phill. (Вахрамеев, Пейве и Херасков, 1936). Из основания этой свиты в Байсунском районе П. П. Чуенко (1937) указывает среднекелловейский вид *Cosmoceras jason* Rein.

Из верхних частей данной свиты, повидимому, происходят определенные Г. Я. Крымгольцем *Hecticoceras (Sublunuloceras)* cf. *lairensis* Waag., *Perisphinctes* cf. *angustus* Spath, *P.* (*Grossouvria*) cf. *orion* Opp. и *P.* (*Poculispinctes*) *populum* Beaп — формы, характерные для верхнего келловоя. Из керна Гаурдакской скважины из аналогичной части разреза Г. Я. Крымгольцем определены *Perisphinctes* ex gr. *subtilis* Neum., *Rhynchonella kutchensts* Kitch., *Rh.* cf. *orbignyana* Opp., *Septaliphoria guldaensis* Moisseev, *Terebratula eggensis* Roll. var. *T.* cf. *tschegemensis* Moisseev и *Zeilleria doungraensis* Moisseev. Г. Т. Пчелинцевой установлено присутствие здесь *Aequiptecten fibrosodichotomus* Kas. и *Aeq. subinaequicostatus* Kas.

Указанные фаунистические находки позволяют с достаточной определенностью отнести и эту часть разреза к келловейскому ярусу.

Оксфордский ярус. 3. Толстослоистые темносерые известняки, образующие по внешнему виду единую свиту с нижележащими и содержащими плохо сохранившиеся остатки аммонитов, по данным В. П. Мирошниченко, вероятно, оксфордского типа. Мощность 150—200 м. Нижняя граница данной свиты проводится условно. Наряду с известняками, имеющими пелитоморфное и микрокристаллическое строение, встречаются псевдооолитовые известняки. Местами наблюдается доломитизация.

4. Чередование светлосерых сильно трещиноватых и толстослоистых темносерых известняков. Часто встречаются псевдооолитовые разности. Преобладают пелитоморфные известняки, в которых видны ромбоэдри и сростки ромбоэдров доломита, а также мелкие угловатые обломки кварца. Мелкозернистые известняки также доломитизированы, но менее часты.

Мощность 150—190 м. Отсюда известны *Pharomytilus* ex gr. *sowerbyi* Orb. и *Perisphinctes* sp. Вероятно, из этой же свиты происходят определенные Г. Я. Крымгольцем *Oppelia (Taramellitceras)* cf. *oculata* Beaп, *Perisphinctes (Lithacoceras)* cf. *tyrrhenus* Gemm., *P.* (*L.*) cf. *rhodanicus* Dum., *P. aeneas* Gemm., *P.* cf. *albineus* Opp. — виды, распространенные в нижней части верхнего оксфорда (зона *Peltoceras transversarium*).

5. Толстослоистые плотные темносерые, в различной степени доломитизированные известняки, от среднезернистых до пелитоморфных, с мелкими включениями органического вещества (антраксолита). Встречаются прослой пористых известняков с включениями серы и гипса. Мощ-

ность 80—120 м. Здесь встречены *Ptygmatis pseudobruntrutana* Gem m., *Diceras* aff. *inostrancevi* P řel., *Pachymytilus wittenburgi* P řel. и указываемый из самых верхних слоев в горах Тюбегатан *Perisphinctes (Martelliceras) martelli* Орр. (Вахрамеев, Пейве и Херасков, 1936), что позволяет относить эти отложения также к оксфордскому ярусу.

Мощность келловейских и оксфордских отложений различными авторами определяется по-разному. На долю келловейского яруса по В. П. Мирошниченко приходится около 460 м, по А. В. Данову 350—380 м, по С. И. Левицкому 326 м. По данным бурения в Гаурдаке В. В. Воинов определяет мощность келловей в 368 м. К оксфорду по В. П. Мирошниченко принадлежит 430 м, по А. В. Данову 355—375 м, а по В. В. Воинову (гаурдакская скважина) 355 м. Общая мощность известняков составляет по В. П. Мирошниченко около 900 м, по А. В. Данову около 750 м и по данным бурения на Гаурдаке 735 м. Последнюю цифру надо признать наиболее точной, а данные В. П. Мирошниченко—значительно преувеличенными. Расхождение в мощностях отдельных ярусов и свит по определениям различных авторов объясняется трудностью точного проведения границ, о чем уже говорилось выше, а также возможным изменением мощностей отдельных подразделений в различных частях района.

Кимериджский и титонский ярусы. 6. Известняковая толща согласно покрывается соляно-гипсовой или гаурдакской свитой. Плохая обнаженность этой свиты и значительные изменения, которые она претерпела при последующих тектонических движениях, а также в результате физико-химических процессов (превращение ангидритов в гипсы, выщелачивание), осложняют ее изучение и расчленение.

В. А. Вахрамеев, А. В. Пейве и Н. П. Херасков (1936) подразделили соляно-гипсовую свиту на три части, определяя общую мощность ее в 300 м. Нижняя часть свиты состоит из переслаивания тонкозернистых доломитизированных известняков и белых гипсов (ангидритов); средняя сложена плотными белыми гипсами (ангидритами), которые местами содержат примесь терригенного материала; верхняя образована толщей каменной соли, крошащейся покровными гипсами.

Новые данные получены при разведочных работах на Гаурдакском месторождении калийных солей, произведившихся в 1945—1950 гг. Согласно этим данным (Н. П. Петров, 1949), строение гаурдакской свиты следующее:

а) Нижняя часть свиты состоит из темносерых «мраморовидных» ангидритов, которым подчинены в нижних горизонтах непостоянные пласты черного пелитоморфного известняка мощностью 20—50 см, местами до 5 м, а сверху — пласт каменной соли мощностью до 4 м. На участке Гаурдакского серного месторождения появляются более мощные пласты известняка, быстро выклинивающиеся по простиранию. Общая мощность до 400 м.

б) Выше следует толща каменной соли внизу белого и светлосерого, а наверху розового цвета, содержащая включения и пропластки ангидрита и глины, а в верхней половине также пласты, обогащенные калийными солями. Общую мощность Н. П. Петров (1949) определяет в 300—340 м, а по более новым данным, она достигает 400 м.

в) Заканчивается свита покровными ангидритами, которые или образуют один мощный пласт, или чередуются с пластами красной или голу-

бой глины. Мощность покровных ангидритов колеблется в пределах от 20 до 50 м.

Общая мощность свиты достигает 800—850 м¹.

Редкие фаунистические остатки встречаются лишь в известняковых пластах в самой нижней части гаурдакской свиты. В одном из таких пластов известна *Lima tumida* Орр. (Чуенко, 1937а), которая вместе с находкой в подстилающих известняках верхнеоксфордского *Pertisphinctes (Martelliceras) martelli* Орр. позволяет отнести начало отложения данной свиты к кимериджу.

Титонский ярус (?) 7. Выше залегает толща красноцветных глин и песчаников, известная под названием карабельской свиты, обычно условно относящаяся к нижнему мелу. Ряд данных, изложенных ниже в очерке «Нижний мел», заставляет считать более вероятной принадлежность ее к юрской системе. Следов перерыва между соляно-гипсовой и карабельской свитами нет, хотя нормальный контакт между ними по условиям обнаженности наблюдать не удается. Карабельская свита представлена внизу красноцветными глинистыми породами с подчиненными им пластами песчаников, а выше почти сплошной толщей песчаников. Мощность ее в Гаурдаке достигает 200 м, а южнее, в Каттауртау и Альмураде, 250 м.

Из органических остатков в ней были найдены в одном пункте ядра Unionidae (Е. М. Лаптиева, В. П. Мирошниченко), а в керне одной из скважин в районе Гаурдака встречена *Estheria*, сходная, по мнению Е. М. Люткевича, с формами, распространенными в вельде Западной Европы и в тургинском горизонте Сибири. Обе эти находки приурочены к самым верхам карабельской свиты. Они указывают на образование осадков в пресноводных условиях.

Палеогеографические условия. Уже в среднеюрское время континентальный режим сменился в данном районе морским. Вызвавший эту смену условий процесс опускания данного участка земной поверхности продолжался и завершился в верхнеюрскую эпоху. Накопившиеся в течение келловейского и оксфордского веков однообразные известняки, достигающие, как мы видели, мощности 700 м, представляют собой морской образования. Нижняя часть их (нижнекелловейские отложения) содержит терригенный, песчаный и глинистый материал, хотя и в значительно меньшей степени, чем более древние юрские отложения. Позднее поступление его почти прекратилось, что свидетельствует о расширении бассейна в течение среднекелловейского и оксфордского времени.

На протяжении довольно значительного времени условия накопления осадков сохранились неизменными. Это условия сравнительно мелкого моря, в котором накапливались известковые органогенные иды. Образование известняков в мелководных условиях устанавливается по наличию в них кораллов и по комплексу пластинчатожаберных и брюхоногих, представленных в большинстве формами, характерными для коралловых фаций, а также по наличию оолитовых разновидностей известняков. В этом бассейне, вероятно, был сильно развит растительный и животный планктон, за счет отмирания которого происходило накопление в осадке органического вещества. С развитием процессов сероводородного заражения, очевидно, связано наличие в верхнеюрских известняках включений серы и пирита.

¹ Весьма вероятно, что столь значительная мощность гаурдакской свиты кимериджа—титона в районе производившихся разведочных работ обусловлена тектоническими причинами и не свойственна данной свите во всей области ее развития.

Происходившее в течение келловейского и оксфордского времени углубление и расширение депрессии, располагавшейся в пределах Гиссарского хребта и его отрогов, затем приостановилось. Морской бассейн в значительной мере выполнялся осадками и распался на ряд отдельных водоемов, которые приобрели лагунный характер.

В пределах рассматриваемого района, насколько можно судить по распространению соляно-гипсовой свиты, повидимому, располагалась одна из наиболее крупных лагун данной области. Выполнение ее, как и других подобных водоемов, химическими осадками (сульфаты и хлориды) было вызвано климатической обстановкой: малым количеством осадков и, следовательно, небольшим притоком пресной воды, а также жарким климатом, обусловившим интенсивное испарение. В начальной стадии существования этой лагуны играли большую роль процессы биохимической седиментации (известняки, сера).

Следует отметить, что в то же время, в конце юрского периода, накопление гипсов происходило и в других районах, лежащих примерно на той же широте и в той же зоне северной окраины Тетиса (в Дагестане, Копет-Даге и Куба-Даге), и было связано во всех этих случаях как с климатической обстановкой, так и с тектоническими движениями, остановившими прогибание геосинклинальной зоны и вызвавшими местные поднятия и складкообразование.

Смена химических осадков гаурдакской свиты терригенными осадками карабийской свиты, вероятно, была связана с поднятиями, начавшимися далеко за пределами рассматриваемого района, в области современной Зеравшано-Гиссарской горной системы и Дарваза. Эти поднятия вызвали усиленный приток пресных вод, которые выносили массу обломочного материала и обусловили возникновение на месте соленой лагуны пресноводных водоемов, в которых жили эстери и униониды.

С верхнеюрскими отложениями Гаурдак-Кугитангского района связан ряд полезных ископаемых.

В верхней части известняковой толщи появляются включения пирита и серы. Кристаллы последней заполняют пустотки и трещины в известняках, довольно многочисленные в некоторых пористых прослоях. В нижней части соляно-гипсовой свиты в слоях известняков, чередующихся с гипсами, осернение возрастает. Наиболее изучено это явление в районе Гаурдака, где сероносность достигает промышленных размеров и добыча серы ведется уже в течение ряда лет. Имеются указания на сероносность верхнеюрских отложений и в ряде пунктов по западной окраине Кугитангтау.

Весьма характерно также для верхнеюрских известняков рассматриваемого района наличие мелких включений битуминозного вещества (антраксолита, по А. В. Данову). Такие включения наиболее многочисленны в верхней части известняков (свита 5 вышеприведенного разреза), но встречаются и в более низких горизонтах. Органическое вещество распределено в известняках неравномерно, линзовидными участками. Часто оно встречается в виде жилок, что объясняется выжиманием по трещинкам органического вещества из известняков. С этими образованиями А. В. Дановым связываются наблюдаемые в Гаурдак-Кугитангском районе нефтепроявления—выделения углеводородных газов и даже жидкой нефти, обнаруженной на Гаурдаке в небольшом количестве в одном из шурфов, пройденных при исследованиях П. И. Калугина в 1933 г. (Калугин, 1934).

К верхней части соляно-гипсовой гаурдакской свиты приурочены скопления каменной соли, добываемой непосредственно с поверхности кустарными разработками в ряде месторождений. В соли наблюдаются включения отдельных кристалликов и линзочек сильвинита. Отдельные прослои обогащены калийными солями, разведка которых в течение ряда лет велась Туркменским геологическим управлением.

Наконец, необходимо отметить, что к верхнеюрским известнякам на западном склоне Кугитангтау приурочены баритовые жилы, заключающие галенит. Эти жилы имеют гидротермальное происхождение и связаны с тектоническими разломами; содержание свинца допускает в ряде мест их разработку как имеющих промышленное значение месторождений свинцовых руд.

Некоторые общие выводы

Как видно из приведенных выше материалов, верхнеюрские отложения в каждом из районов их развития отличаются своими особенностями. Общими чертами для всех районов являются согласное залегание отложений верхней юры на среднеюрских, преимущественно карбонатный состав осадков и изменение условий осадконакопления в конце верхнеюрской эпохи, вызванное начавшимися движениями земной коры.

Переход морских батских отложений в келловейские непосредственно наблюдается в Большом Балхане и Гаурдак-Кугитангском районе. И в том и в другом случаях этот переход совершается весьма постепенно, путем чередования различного типа песчано-глинистых и известковых пород, причем карбонатность увеличивается кверху наряду с уменьшением количества терригенного материала. В Копет-Даге соответствующие отложения скрыты на больших глубинах, но, исходя из палеогеографической обстановки в окружающих районах, надо полагать, что здесь с самого начала верхнеюрской эпохи, как и в среднеюрское время, должен был находиться морской бассейн. В Туаркыре начало верхнеюрского времени ознаменовалось опусканием. Вместо сравнительно мелководного залива, бывшего здесь в конце среднеюрского времени, в келловейский век здесь существовал хотя и мелководный, но открытый морской бассейн.

В конце келловейского и в течение оксфордского времени большая часть территории Туркменской ССР была занята морским бассейном. Это было мелкое море, в котором шло накопление органогенных илов и в окраинных частях развивались коралловые рифы. Принос терригенного материала с суши, располагавшейся на севере и северо-востоке, был ничтожен. В кимериджское время начались движения земной коры, выделяемые как новокиммерийская фаза орогенеза. Они сказались в Туаркыре в виде общего поднятия и прекращения осадконакопления.

В Куба-Даге и в северо-западной части Большого Балхана возникли отшнуровавшиеся от моря водоемы, в которых происходило отложение гипсов. Конец юрского периода ознаменовался установлением и здесь континентальных условий. В то же время южнее имели место движения морского дна, не прерывавшие накопления осадков в морском бассейне. В южной части Большого Балхана (Лямабурун) и далее на юго-восток в Копет-Даге прослеживается непрерывный разрез верхнеюрских и нижнемеловых отложений. Тектонические движения привели в Копет-Даге к образованию полуобособленных бассейнов, в которых отлагались гипсы, но это не изменило общего хода истории.

Наиболее долго существовал лагунный режим в юго-восточной части Туркменской ССР, в Гаурдак-Кугитангском районе. Здесь в кимериджское и титонское время накапливалась мощная толща соляно-гипсовой свиты. В этом районе тенденция к поднятию продолжалась и позднее и привела к установлению континентальных условий, в которых началось накопление красноцветных пород карабильской свиты.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ МЕЛ

Введение

Отложения нижнего отдела меловой системы на территории Туркменской ССР распространены значительно шире, чем более древние геологические образования. Выходы их на поверхность приурочены к складчатым районам западной и южной частей республики и ее юго-восточной окраины: Туаркыру, Куба-Дагу, обоим Балханам, Копет-Дагу и Гаурдак-Кугитангскому району. В этих районах в результате проявления альпийских орогенических движений нижнемеловые отложения подняты на значительную высоту и полностью или в большей своей части вскрыты процессами денудации. Едва ли можно сомневаться в том, что отложения нижнего мела широко распространены и на остальной площади Туркмении, залегая здесь на глубине под более или менее значительной толщей верхнемеловых, третичных и послетретичных отложений.

О наличии в равнинных областях страны скрытых на глубине нижнемеловых отложений можно судить, помимо общих палеогеографических соображений, по результатам глубокого бурения в Центральных Каракумах, а также по наличию выходов нижнемеловых пород за северо-восточной границей Туркмении, в Султануиз-Даге и в Кызылкумах. Лишь в ядрах глубоко размытых антиклиналей Большого Балхана, Туаркыра, Гаурдака и Кугитангтау нижнемеловые отложения полностью уничтожены позднейшей денудацией.

Характерными особенностями нижнемеловых отложений Туркменской ССР являются: а) полнота разреза, нередко представленного непрерывной серией осадков от валанжинского яруса до верхов альбского яруса включительно; б) значительные мощности, достигающие суммарных цифр от 500—600 до 2000—2500 и 3000 м; в) преобладание, а в некоторых районах исключительное развитие морских осадков; г) наличие в последних обильных и разнообразных остатков ископаемой фауны, благоприятствующей их детальному стратиграфическому расчленению.

Большая роль, которую играют нижнемеловые отложения в строении отдельных, преимущественно горных, районов Туркменской ССР, явилась причиной того, что этим отложениям посвящено значительное количество как опубликованных, так и неопубликованных геологических работ различных авторов. В результате к настоящему времени имеется достаточно полное общее представление об особенностях строения данных отложений в различных районах страны. Однако в деталях стратиграфии их еще имеется много неразрешенных вопросов. В особенности отстает палеонтологическое изучение остатков ископаемых организмов, так обильно и разнообразно представленных в нижнемеловых отложениях Туркмении.

Копет-Даг и Малый Балхан

Отложения нижнего мела играют совершенно исключительную роль в строении Копет-Дага. Они слагают все основные хребты этой горной системы и, исключая области предгорий и некоторые межгорные понижения, образуют 90% ее поверхности. Хребет Малый Балхан также в большей своей части сложен нижнемеловыми отложениями. Нижний мел Копет-Дага и Малого Балхана выражен исключительно осадочными породами морского происхождения. Общая мощность нижнего мела (по П. И. Калугину) в западной части Копет-Дага составляет 2000—2500 м, в Центральном Копет-Даге увеличивается до 3000 м, а к востоку уменьшается. Нижнемеловые отложения Копет-Дага обнаруживают сходные черты с нижним мелом Северного Кавказа и некоторых районов Закавказья. В то же время они резко отличаются от нижнемелового комплекса Эльбурса и востока Средней Азии, в составе которых крупная роль принадлежит континентальным фациям.

Присутствие в Копет-Даге нижнемеловых отложений было установлено в 1887 г. К. И. Богдановичем (1887а, 1890), который дал их первое описание. Однако граница между нижним и верхним мелом указана К. И. Богдановичем неверно, а попытка расчленения нижнемеловой толщи на ярусы грешит крупными ошибками. Первое достаточно обоснованное стратиграфическое расчленение отложений нижнего мела Западного Копет-Дага и Малого Балхана произведено в 1914—1916 гг. А. Д. Нацким, который уделил главное внимание отложениям альбского и отчасти аптского ярусов и слабее осветил неокомские отложения (1914, 1915а, б, 1916а).

В работах И. И. Никшича (1924, 1926б, в, 1928, 1931, 1932) и его сотрудников В. В. Александрова (1932а, б, 1933; Александров и Никшич, 1930), В. Н. Огнева (1933) и Г. И. Смолко (1932б), опубликованных в период с 1924 по 1932 г., дается описание нижнемеловых отложений почти всего Копет-Дага и Малого Балхана. В отношении аптского и альбского ярусов оно составлено в основном в соответствии со схемой А. Д. Нацкого, но неокомские отложения, разбитые И. И. Никшичем на две свиты, освещены более полно. В. П. Ренгартенем (1925) и главным образом В. Ф. Пчелинцевым и Г. Я. Крымгольцем (1934) установлен возраст известняковой толщи неокома и намечено ее расчленение на ярусы. В. Н. Огневым (1932) дано первое описание отложений Бадхыза.

В процессе геологических съемок, выполненных в десятилетний период 1935—1945 гг. в Восточном Копет-Даге и области Гяурской антиклинали П. И. Калугиным, в Центральном Копет-Даге А. В. Дановым, П. И. Калугиным и М. П. Сукачевой, а в Западном Копет-Даге Н. П. Васильковским, Г. И. Каляевым (1945, 1946), Г. К. Литвиным, В. Н. Огневым (1937) и М. П. Сукачевой, накоплен большой материал по стратиграфии нижнемеловых отложений. В палеонтологическом определении этого материала (главным образом аммонитов) значительная работа произведена Н. П. Лупповым (1938). Специальные палеонтолого-стратиграфические исследования аптских и альбских отложений в Западном Копет-Даге производились в 1938—1940 гг. А. Е. Глазуновой (1949б). Некоторые новые данные по нижнемеловым отложениям Малого Балхана получены в 1943 г. исследованиями Г. Я. Крымгольца и Л. В. Нероновой. В результате всех произведенных исследований внесены существенные уточнения и дополнения в стратиграфическую схему А. Д. Нац-

кого и И. И. Никшича и намечены основные особенности изменения фациального состава нижнемеловых отложений.

Палеонтологических работ по нижнему мелу Копет-Дага немного. Помимо имеющего лишь исторический интерес описания некоторых форм К. И. Богдановичем (1890), из опубликованных работ можно указать статью А. С. Даниловича (1923) и ряд работ А. Е. Глазуновой (1949а, 1952, 1953) по аммонитам, статью М. П. Саркисова (1923) по морским ежам и работу В. Ф. Пчелинцева и Г. Я. Крымгольца (1934), содержащую описание неокомских пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков. Небольшое число видов описано в Атласе руководящих форм ископаемых фаун СССР (1949а).

Всю толщу нижнемеловых образований Копет-Дага и Малого Балхана по фациально-литологическим признакам можно расчленить на два комплекса. Нижний, обнимающий весь неоком (валанжинский, готеривский и барремский ярусы), представлен в основном карбонатными породами, главным образом известняками. Верхний, включающий отложения аптского и альбского ярусов, выражен преимущественно зеленовато-серыми, содержащими глауконит песчаниками, песчано-глинистыми породами и темными аргиллитами. Сопоставление разрезов Кюрен-Дага, Западного и Центрального Копет-Дага показано на рис. 18.

Основание нижнемеловых отложений вскрывается лишь в немногих пунктах в Центральном и Восточном Копет-Даге. Здесь ниже фаунистически охарактеризованных неокомских отложений, представленных известняками, залегает почти не содержащая фауны толща известняков и мергелей с пластами гипса, относимая к верхней юре. Граница между юрой и мелом в Центральном Копет-Даге условно проводится в основании темных мергелистых известняков, содержащих остатки ископаемых валанжинского яруса (В. Ф. Пчелинцев и Г. Я. Крымголец), или в основании подстилающей их небольшой пачки оолитовых известняков (А. В. Данов). На границе юры и мела не отмечается каких-либо явных признаков, свидетельствующих о перерыве или несогласии. Однако в последнее время П. И. Калугиным и А. В. Дановым описаны факты сильной раздробленности верхних горизонтов отложений, относимых к верхней юре, которые в долине р. Келатачай и близ Бахардена местами приобретают брекчиевидное строение. Эти данные, по мнению П. И. Калугина, свидетельствуют о возможном наличии перерыва и скрытого несогласия между юрой и мелом.

Валанжин — нижний баррем. Нижняя часть нижнемелового разреза представлена в Копет-Даге мощной толщей карбонатных пород неокомского возраста, образующих вместе с подстилающими их известняками верхней юры «свиту А» И. И. Никшича. Общая мощность нижнемеловой известняковой толщи в разрезе близ Бахардена определена В. Ф. Пчелинцевым и Г. Я. Крымгольцем в 660 м. По замерам П. И. Калугина, в Гауданском хребте к югу от Ашхабада и в ущелье северного склона хр. Душак видимая мощность известняковой толщи неокома составляет около 1150 м. Неокомские известняки слагают наиболее возвышенные участки Копет-Дага, выступая в ядрах главнейших антиклиналей. Наибольшее развитие они имеют в Гауданском хребте, протягивающемся вдоль государственной границы между Ашхабадом и Бахарденом.

Известняковая толща неокома содержит довольно разнообразный комплекс ископаемой фауны, состоящий из пластинчатожаберных, гастропод, брахиопод, морских ежей, кораллов, мшанок, губок и фораминифер.

Головоногие встречаются редко, и в частности аммониты констатированы лишь в единичных случаях. Палеонтологическими находками установлено, что неокомская известняковая толща включает отложения валанжинского, готеривского и нижней половины барремского ярусов. Однако границы между ярусами еще недостаточно обоснованы; так, граница

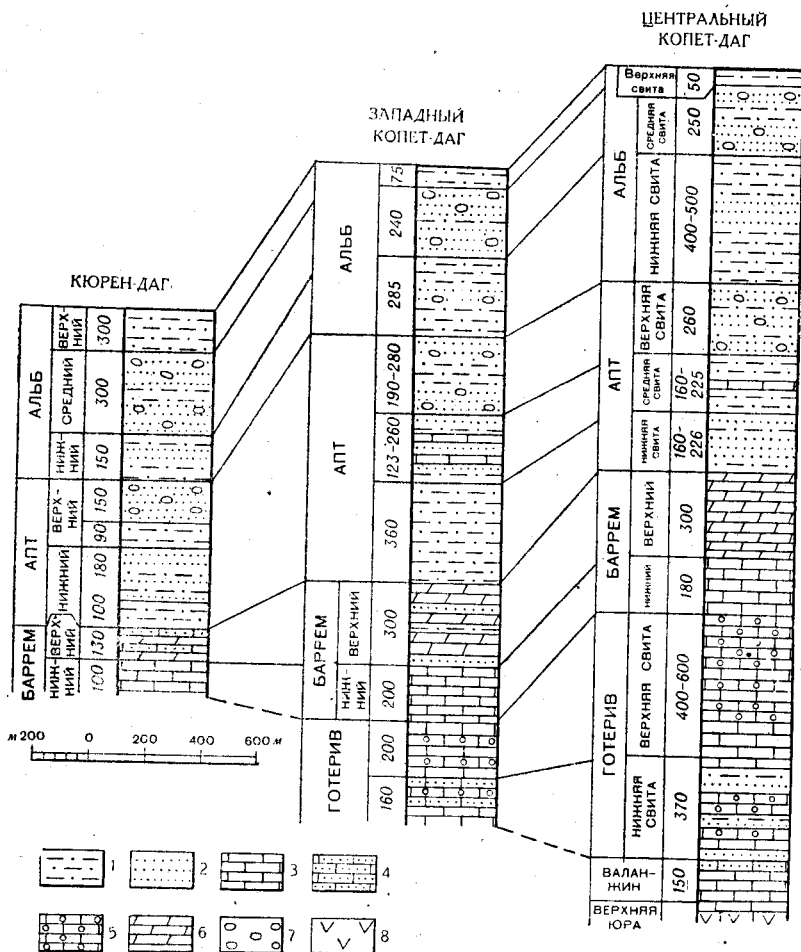


Рис. 18. Разрезы нижнего мела в Копет-Даге (по М. П. Сукачевой и П. И. Калугину)

1—глины и алевролиты; 2—песчаники; 3—известняки; 4—известняки песчанистые; 5—оолитовые известняки; 6—мергели; 7—конкреции; 8—гипсы

между валанжином и готеривом установлена по палеонтологическим данным лишь в одном разрезе, близ Бахардена. Граница между готеривом и барремом обычно проводится условно по литологическим признакам, причем вследствие различного проведения этой границы наблюдаются большие расхождения между цифрами мощности нижнего баррема у разных авторов.

В а л а н ж и н. Отложения валанжинского яруса выходят на поверхность в Центральном и Восточном Копет-Даге. Они представлены черными

и темносерыми известняками и подчиненными им темными мергелями, алевролитами и известковистыми песчаниками. В разрезе близ Бахардена, по данным В. Ф. Пчелинцева и Г. Я. Крымгольца (1934), выделяются внизу темные, иногда черные мергелистые известняки мощностью около 50 м, а выше темносерые и зеленовато-желтоватые песчаные известняки и известковистые песчаники мощностью свыше 80 м. Некоторые авторы относят к валанжину и нижележащую пачку оолитовых известняков мощностью около 20 м. Таким образом, общая мощность валанжина определяется в 130—150 м.

Нижнюю границу валанжина еще нельзя считать твердо установленной. Кровля валанжина сравнительно точно определена в разрезе близ Бахардена (у оз. Коу), где выше слоя с валанжинскими аммонитами и ауцеллами залегает слой с готеривскими *Pholadomya minuta* Loh. и *Pholadomya gillteront* Pict. et Campr. и несколько выше слой с аммонитами рода *Leopoldia*.

В. Ф. Пчелинцев и Г. Я. Крымголец указывают из валанжинских слоев Центрального Копет-Дага (разрез близ Бахардена) следующий комплекс фауны: *Neocomites neocomiensis* Orb. var. cf. *premolica* Saunp, *N. cf. amblygonius* Neum. et Uhl., *Aucella* ex gr. *volgensis* Lah., *A. cf. unctoides* Pavl., *A. cf. terebratuloides* Lah., *Ptychomya kouensis* Krimh., *Toxaster granosus* Orb., *Terebratula* cf. *russillensis* Loh., *Zeilleria villersensis* Pict. et Campr. и др. В Восточном Копет-Даге П. И. Калугин указывает присутствие глинистых известняков валанжина с *Toxaster* cf. *granosus* Orb.

Готерив. К готеривскому ярусу может быть отнесена средняя часть известняковой толщи. Нижние горизонты ее в Центральном Копет-Даге почти неотличимы по внешнему виду от верхних горизонтов валанжина, и при отсутствии палеонтологических данных в большинстве случаев не представляется возможным точно установить границу между этими ярусами. В вышележащих слоях значительное развитие приобретают оолитовые известняки, присутствие которых особенно характерно для отложений готеривского яруса. По В. Ф. Пчелинцеву и Г. Я. Крымгольцу (1934), ярус представлен оолитовыми известняками, чередующимися с глинистыми и песчанстыми известняками и иногда слоями песчаника. В. Н. Огнев и П. И. Калугин разделяют готеривские отложения Западного и Центрального Копет-Дага на две свиты.

Нижняя свита в Западном Копет-Даге, по данным В. Н. Огнева, состоит в основном из плотных оолитовых известняков и известковистых песчаников, преимущественно розовых и серых тонов, иногда с прослоями глинистых песчаников и алевролитов. Отдельные горизонты переполнены фораминиферами и обломками пелеципод и гастропод. Видимая мощность свиты не менее 160 м. В Центральном Копет-Даге, по П. И. Калугину, свита достигает мощности 370 м и представлена серыми, темносерыми и зеленовато-серыми узловатыми, сильно рассланцованными песчаниками, алевролитами и мергелями с пластами плотных оолитовых и органогенных известняков.

Верхняя свита в Западном Копет-Даге, по данным В. Н. Огнева, состоит главным образом из серых, иногда темносерых до черных, массивных или толстослоистых илистых известняков, переслаивающихся со средне- и крупнозернистыми оолитовыми известняками. Массивные известняки имеют рифовый характер и обнаруживают органогенную структуру; местами присутствуют слои с колониальными кораллами. Мощность свиты, по В. Н. Огневу, определяется в 172—214 м. В Центральном

Копет-Даге, по П. И. Калугину, свита состоит из массивных или грубо-слоистых серых (часто с бурым или розоватым оттенком) оолитовых известняков, заключающих прослойки брахиоподовых известняков и известковистых песчаников. Для последних характерна диагональная слоистость. Очень плотные породы этой свиты образуют грандиозные отвесные обрывы в глубоких ущельях или на крутых склонах хребтов. Мощность верхней свиты П. И. Калугин определяет в 400—600 м.

Из нижних горизонтов готерива в разрезе подземного оз. Коу близ Бахардена (соли 245—248) В. Ф. Пчелинцев и Г. Я. Крымголец указывают *Leopoldia* aff. *castellanensis* Orb., *L.* cf. *leenhardti* Kil., *Pholadomya minuta* Log., *Ph. gillieronii* Pict. et Camp., *Chlamys* cf. *archiacianus* Orb., *Ch.* cf. *icaunensis* Cotteau, *Terebratula sella* Sow., *T.* aff. *biplicata* Brochii.

Вышележащая часть разреза (слои 249—307) содержит более скудные и обычно плохо сохранившиеся остатки фауны. Наиболее многочисленны брахиоподы, из которых указываются *Terebratula sella* Sow., *T. acuta* Quenst. и ее вариант *circassensis* Reppng., *T. ernesti* Log., *Rhynchonella gillieronii* Pict. et Camp., *Rh. nuciformis* Pict., *Eudesia semistriata* Defr. и др. Из моллюсков здесь присутствуют *Pleurotomaria bourgueti* Log., *Harpagodes pelagi* Bronn., *Pholadomya gigantea* Sow., *Camptonectes arzierensis* Log. и некоторые другие. Отмечается присутствие кораллов и мшанок.

Более обильная фауна определена В. П. Ренгартом (1925) и В. Ф. Пчелинцевым и Г. Я. Крымгольцем (1934) из верхних частей толщи, отнесенной названными авторами к готеривскому ярусу (начиная со слоя 308). Особенно характерно присутствие здесь морских ежей, из которых В. П. Ренгартен указывает *Trochotiarra bourgueti* Ag., *Diploporidia transcaspia* Reppng., *Psephechinus gillieronii* Desh., *Toxaster broucoensis* Log. Из других форм отметим присутствие *Columbellina neocomiensis* Orb., *Pleurotomaria bourgueti* Log., *Chlamys urgonensis* Log., *Neithea daghestanica* Reppng. и многочисленных брахиопод. Возможно, что слои с этой фауной уже не относятся к готеривскому ярусу, а должны быть включены (целиком или частично) в самую верхнюю свиту неокомской известняковой толщи, относимую В. Н. Огневым, П. И. Калугиным и другими геологами к нижнему баррему.

Нижний баррем. Верхняя часть неокомской известняковой толщи представлена серыми и темносерыми плотными, хорошо слоистыми, илистыми или органогенными известняками, нередко пахнущими сероводородом. Местами присутствуют также пласты оолитовых известняков, а в Западном Копет-Даге — слои известковистых песчаников, иногда обладающие диагональной слоистостью. Мощность этой части разреза в Западном Копет-Даге определяется В. Н. Огневым в 190—210 м, а в Центральном Копет-Даге и в Гяурс-Даге составляет, по данным П. И. Калугина, 180—205 м.

Эта часть известняковой толщи содержит обильную и разнообразную фауну. Особенно характерны орбитолины (*Orbitolina* cf. *bulgarica* Boué, по В. П. Ренгартену), которые переполняют отдельные пласты, преимущественно в более верхних горизонтах свиты. Из довольно больших списков ископаемых, указываемых из этой свиты различными авторами, отметим присутствие следующих форм: *Columbellina maxima* Sow., *Diozoptyxis renauxiana* Orb., *Tornatellaea marulensis* Orb., *Cucullaea cornueliana* Orb., *Cardium subhillanum* Leym., *Venus vendoperana* Leym., *Chlamys robinaldinus* Orb., *Neithea morristi* Pict. et Ren.,

N. daghestanica Renng., *Turkmenia balkhanensis* Krimh., *Terebratularella* Sow., *Diplopodia transcaspia* Renng., *Psephechnus gillteroni* Desh., *Heteraster couloni* Orb., *Pygaulus numidicus* Coq., *Toxaster broucoensis* L. o. r.

Общий состав фауны отчетливо устанавливает барремский (точнее нижнебарремский) возраст этой свиты.

В Казанджикском Кюрен-Даге и в Малом Балхане обнажаются лишь верхи неокомской известняковой толщи, соответствующие нижнему баррему. В Кюрен-Даге они представлены темными орбитолиновыми и брахиоподовыми известняками с прослоями глинистого известняка и светлого песчанистого известняка, переходящего в известковистый песчаник. Видимая мощность их не превышает 100 м. В Малом Балхане развиты серые плотные известняки с прослоями оолитовых известняков, переходящие в известковистые песчаники. Общая видимая мощность их достигает 250 м. Г. Я. Крымгольцем и Л. В. Нероной в этих известняках обнаружено присутствие орбитолин.

Верхний баррем. Выше известняковой толщи согласно залегает толща светлосерых мергелей, известная под названием «свиты Б» Никшича. Эта внешне однообразная толща по литологическим признакам подразделяется П. И. Калугиным на две свиты. Нижняя свита мощностью 75—100 м представлена серыми и темносерыми мергелистыми известняками и мергелями тонкоплитчатого сложения с хорошо выраженной слоистостью и раковистым изломом. Верхняя свита мощностью около 200 м представлена в основном светлосерыми и серыми мергелями с очень характерной игольчатой отдельностью. Общая мощность толщи достигает 300 м. Своеобразные внешние признаки верхнебарремских отложений хорошо выдерживаются почти на всем протяжении Копет-Дага. Известняки и мергели обнаруживают илистую или алевролитовую структуру и массивную или неяснослоистую текстуру.

На северо-западе Копет-Дага, по данным В. Н. Огнева и М. П. Сукачевой, характер толщи изменяется. В районе Кызыл-Арвата в ней появляются пласты песчаников и алевролитов. В Казанджикском Кюрен-Даге отложения верхнего баррема уже не отделяются отчетливо от нижнебарремских и представлены чередованием мергелей, оолитовых и песчанистых известняков, известковистых песчаников и алевролитов. Общая мощность верхнего баррема сокращается здесь до 130 м. Аналогичная мощность указывается и для верхнебарремских отложений Малого Балхана, которые представлены, по А. Д. Нацкому (1916а), синеватыми глинистыми известняками, переслаивающимися с глинистыми мергелями.

Характерной особенностью верхнебарремской фауны, отличающей ее от фауны нижележащих слоев, является присутствие в ней многочисленных остатков аммонитов. По данным В. П. Ренгартена и по определениям более поздних сборов Н. П. Луппова, здесь присутствуют *Deshayesites* (?) *borowae* Uhl., *Deshayesites* (?) *beskidensis* Uhl., *Pulchellia* aff. *pulchella* Orb., *Heteroceras leenhardti* Kil., *Colchidites atsharenis* Rouchadzé, *Colchidites* (*Imerites*) *giraudi* Kil., *C. (Imerites)* aff. *favrei* Rouchadzé и некоторые другие. Из представителей других групп ископаемых укажем *Nautilus neocomiensis* Orb., *Barbattia aptensis* Pict. et Camp., *Cucullaea cornueliana* Orb., *Astarte subcostata* Orb., *Plicatula carteroni* Orb., *Exogyra latissima* Lam., *Salenia neocomiensis* Cotteau, *Pseudopyrina pygaea* Ag., *Toxaster argillaceous*

От в. Наличие характерных аммонитов устанавливает принадлежность толщи к верхнему баррему.

В Бадхызе В. Н. Огнев относит к верхнему баррему лишенную фауны свиту плотных мергелей с пластинчатой отдельностью видимой мощностью около 90 м, залегающую в основании разреза¹.

Апт. Отложения аптского яруса развиты вдоль склонов (преимущественно южных) хребтов Передовой цепи, в синклинальных понижениях, отделяющих эту цепь от пограничного хребта, и в некоторых хребтах Западного Копет-Дага. Они резко отличаются от неокотских отложений песчано-глинистым составом, образуя вместе с вышележащими отложениями альба и сеномана комплекс содержащих глауконит терригенных образований. Представлены аптские отложения то плотными известковистыми, то рыхлыми, часто глинистыми массивными или слоистыми глауконитовыми песчаниками, алевролитами и глинами, преимущественно зеленовато-серого цвета. В целом они имеют весьма монотонный облик, и в большинстве случаев оказывается невозможным различить образцы пород, взятые из различных горизонтов.

Литологический характер отложений несколько изменяется на площади Копет-Дага. В Западном Копет-Даге апт выражен главным образом песчаниками. В более восточных районах преобладающее развитие получают глинистые отложения. На крайнем юго-востоке, в Бадхызе, апт выражен мергелистыми глинами и мергелями. Мощность аптских отложений в различных районах изменяется следующим образом:

Кюрен-Даг (по М. П. Сукачевой)	509—519 м
Район Бама—Искандер (по В. Н. Огневу)	750—900 „
	(с частью клансея)
Центральный Копет-Даг (по П. И. Калугину)	600 „
Гяурская антиклиналь (по П. И. Калугину)	500 „
Восточный Копет-Даг (по П. И. Калугину)	300 „
Бадхыз (по В. Н. Огневу)	70 „

В работах И. И. Никшича указываются более значительные мощности апта (например, для Центрального Копет-Дага 920—980 м). Следует, однако, отметить, что И. И. Никшич относил к апту и клансейский горизонт альба.

И. И. Никшич разделил аптские отложения на две свиты: глауконитовых песчаников (нижний апт, по Никшичу) и септариевых глин (верхний апт, по Никшичу). В первую свиту им была включена большая часть аптских отложений, ко второй свите отнесены как верхние горизонты аптского, так и нижние горизонты альбского ярусов.

П. И. Калугин расчленяет аптские отложения на три свиты, которые хорошо выделяются во всем Копет-Даге, за исключением Кюрен-Дага и Бадхыза. Граница между нижним и верхним аптом, вероятно, проходит где-то внутри второй свиты.

Нижняя свита состоит главным образом из глауконито-кварцевых или кварцевых средне- и мелкозернистых песчаников и алевролитов. Характерные особенности ее: а) резко выраженная сланцеватость, благодаря которой пласты расслаиваются на тонкие плитки мощностью часто менее 0,5 см; б) тонкая слоистость, часто косая или перекрестная, и в) резкая призматическая отдельность, особенно характерная для алевролитов нижних горизонтов, а иногда сферическая отдельность. В верхних горизонтах значительное место занимают сланцеватые глины. Мощность свиты в Центральном Копет-Даге составляет 160—226 м, в Запад-

¹ Возможно, это отложения аптского яруса. — *Прим. ред.*

ном Копет-Даге (Ереуш, Пароун-Даг) увеличивается до 300—400 м. Из фауны особенно характерны нижеаптские аммониты рода *Deshayesites*, а именно *Deshayesites deshayesi* Le ym., *D. dechyi* P a r p, *D. bodeti* К о е n., *D. weissi* N e u m. et U h l. и др. Присутствуют также многочисленые пластинчатожаберные (*Astarte*, *Trigonia*, *Exogyra*, *Alectryonia*, *Gervillia* и др.), брахиоподы (*Terebratula sella* S o w., *T. acuta* Q u e n s t., *Rhynchonella multiformis* R o e m. и ее варианты и др.) и реже морские ежи (*Pseudopyrina pygea* A g.).

В составе средней свиты в Центральном и Восточном Копет-Даге преобладают глины, песчаные глины, алевролиты и мергели, чередующиеся с плотными пластами устричников и сливных песчаников. В более западных районах, по данным В. Н. Огнева и М. П. Сукачевой, песчаники получают преобладающее развитие, чередуясь с подчиненными им пластами глин, алевролитов и мергелей. Характерная особенность свиты — присутствие в ней нескольких маломощных пластов песчанистого оолитового известняка, обычно переполненного обломками устриц и других остатков организмов. Мощность свиты в Центральном Копет-Даге составляет 160—225 м, в Западном колеблется в пределах от 120 до 260 м.

Фауна свиты состоит главным образом из пластинчатожаберных, среди которых преобладают устрицы и тригонии, образующие банки и ракушечники. Встречаются также брахиоподы и морские ежи. Здесь присутствуют *Cucullaea glabra* P a r k., *Trigonia nodosa* S o w., *T. spinosa* P a r k. var., *T. vectiana* L y c., *Sphaera* cf. *corrugata* S o w., *Gervillia* sp., *Exogyra latissima* L a m., *E. subsinuata* L e y m., *Rhynchonella gibbsiana* S o w., *Toxaster* cf. *amplus* D e s h. и др. Редко встречаются обломки крупных развернутых аммонитов (*Tropaeum*). Состав фауны не дает возможности точно установить границу нижнего и верхнего апта, которая, по-видимому, проходит внутри этой свиты.

Верхняя свита в Западном и Центральном Копет-Даге представлена массивными и грубослоистыми серыми и зеленовато-серыми глауконитово-кварцевыми мелко- или среднезернистыми песчаниками с шаровыми конкрециями и подчиненными им пластами сланцеватых глинистых песчаников и алевролитов; к востоку увеличивается содержание глинистых пород, и в районе Гяурс-Дага и в Восточном Копет-Даге преобладают алевролиты и сланцеватые глины. Мощность свиты на западе составляет 190—280 м, в Центральном Копет-Даге 240—260 м, в Гяурс-Даге 180 м и в Восточном Копет-Даге 100 м.

Остатки фауны приурочены главным образом к конкрециям и тонким прослоям ракушечника. В отличие от предыдущей свиты, здесь часто встречаются аммониты, особенно многочисленные в западных районах. Здесь присутствуют *Parahoplites melchioris* A n t h., *P. multicostatus* S i n z., *P. subcampichei* S i n z., *Acanthoplites (Colombiceras) tobleri* J a c o b и другие аммониты, а также *Trigonia spinosa* P a r k., *T. altiformis* P a r k., *T. nodosa* S o w. var., *Thetronia minor* S o w. и ее варианты, *Th. caucasica* E i c h w., *Panopaea inaequivalvis* O r b., *Gervillia alaeformis* S o w., другие пластинчатожаберные и ряд видов брахиопод. Состав фауны отчетливо устанавливает верхнеаптский возраст свиты. К верхнему апту, возможно, следует относить также нижнюю часть вышележащей «септариевой свиты» по П. И. Калугину, содержащую *Acanthoplites aschiltiensis* A n t h. и другие аммониты того же рода.

В Казанджикском Кюрен-Даге аптские отложения имеют несколько иной характер. Здесь во всех горизонтах преобладающее развитие полу-

чают обогащенные глауконитом известковистые и глинистые песчаники и алевролиты, а количество устричных слоев значительно меньше, чем в более восточных районах. М. П. Сукачева выделяет в апте Кюрен-Дага четыре свиты:

1. Зеленые алевролиты с прослоями известковистых песчаников и мергелистых глин с *Deshayesites* ex gr. *weissi* Neum. et Uhl. и др. 90—105 м
2. Плотные толстослоистые известковистые песчаники и алевролиты с *Cheloniceris seminodosum* Sinz., *Exogyra* ex gr. *latissima* Lam. и др. 167—188 „
3. Глинистые и известково-глинистые песчаники и алевролиты в основании с *Ammonitoceras* cf. *wassiliewskiy* Reppg., *Trigonia ornata* Orb. и др., выше с *Trigonia aliformis* Park., *T. spinosa* Park., *Cucullaea glabra* Park. и другими пластинчатожаберными 82—105 „
4. Массивные и толстослоистые глауконитовые песчаники с шаровыми конкрециями, содержащими многочисленные остатки ископаемых: *Acanthoplites* (*Colombiceras*) ex gr. *tobleri* Jacob, *A. aschiltaensis* Anth. и др., переслаивающиеся с алевролитами с *Exogyra latissima* Lam. около 150 „

В Малом Балхане аптские отложения также представлены главным образом песчаниками, частью глинистыми и слоистыми. Из фауны указываются внизу нижнеаптские *Deshayesites consobrinus* Orb. и *D. weissii* Neum. et Uhl., а в верхней части верхнеаптские *Parahoplites multicosatus* Sinz. и *P. subcampichei* Sinz. Мощность аптских отложений здесь значительно меньше, чем в Копет-Даге; Г. Я. Крымголец определяет ее в 150—170 м.

На крайнем юго-востоке, в Бадхызе, по В. Н. Огневу, аптские отложения представлены внизу голубовато-серыми мергелями с прослоями оолитового известняка, а выше темнозелеными мергелистыми глинами общей мощностью около 70 м. В кровле этой толщи указываются аммониты рода *Acanthoplites*, а в нижних горизонтах — крупные устрицы и мелкие гастроподы¹.

Альб. Отложения альбского яруса наиболее распространены в Западном Копет-Даге, где они развиты на обширной территории в области водоразделов между рр. Атрек, Сумбар, Чандыр и Аджидере. Они прослеживаются также вдоль южных и местами северных склонов хребтов Передовой цепи и в синклинальных понижениях между этой цепью и пограничным хребтом Центрального Копет-Дага. Присутствуют альбские отложения также в Малом Балхане и в Бадхызе.

Альбские отложения Копет-Дага представлены слоистыми глинистыми алевролитами, аргиллитами и глауконито-кварцевыми песчаниками. В альбских отложениях также наблюдается тенденция замещения песчаников глинами в восточном направлении. Общая мощность альбских отложений в Копет-Даге колеблется в пределах от 600 до 900 м. Значительно меньшая мощность указывается в Малом Балхане (не более 150 м, по Г. Я. Крымгольцу) и в Бадхызе (180 м, по В. Н. Огневу).

П. И. Калугин расчленяет альбские отложения Копет-Дага по литологическим признакам на три свиты, границы между которыми не совпадают с границами подъярусов.

Нижняя, септариевая свита сложена темными сланцеватыми глинами, алевролитами и глинистыми песчаниками. Почти во всех горизонтах этой свиты встречаются в изобилии септариевые и концентрические конкреции овальной, караваеобразной или шарообразной формы. Мощность свиты достигает 400—500 м. Свита включает весь нижний альб

¹ Как отмечено выше, к апту, возможно, относится и нижележащая толща мергелей. — *Прим. ред.*

(возможно, также самые верхние горизонты апта) и низы среднего альба. Ранее значительная часть этой свиты была отнесена А. Д. Нацким и И. И. Никшичем к верхнему апту.

Средняя, глауконитово-кварцевая свита представлена массивными или грубослоистыми зеленовато-серыми глауконитово-кварцевыми песчаниками с подчиненными прослоями сланцеватых глин и алевролитов. В кровле песчаников почти всюду прослеживаются один-два фосфоритовых прослоя. Мощность свиты в Западном и Центральном Копет-Даге составляет 150—200 м, в Гяурс-Даге она уменьшается до 70 м. Эта свита охватывает значительную часть среднего и верхнего альба, начиная от зоны *Hoplites dentatus* и кончая зоной *Pervinqueria inflata*.

Верхняя, глинисто-алевролитовая свита сложена темными глинистыми сланцами, алевролитами и глинистыми песчаниками. Мощность ее изменяется в разных местах в пределах от 50 до 150 м. Эта свита соответствует верхней части верхнего альба.

Следует указать, что подобное расчленение на свиты, вследствие фациальной изменчивости осадков, не везде отчетливо выражено. Так, в западных районах Копет-Дага отложения нижней свиты в значительной степени состоят из песчаников. Наоборот, в восточных районах Копет-Дага в средней свите значительное развитие приобретают глинистые породы. Что касается верхней свиты, то она ясно выделяется лишь в Западном Копет-Даге и в Кюрен-Даге, а в более восточных районах нередко отсутствует.

Во всех трех свитах альбского яруса наблюдается обилие и разнообразие палеонтологических остатков, в особенности аммонитов. Фауна аммонитов позволяет расчленить альбские отложения на подъярусы, внутри каждого из которых выделяется несколько биостратиграфических зон.

Нижняя зона нижнего альба (зона *Acanthoplites nolani*) характеризуется присутствием *Acanthoplites nolani* Seun. и его вариантов, а также *Acanthoplites bigoureti* Seun., *A. lorioli* Sinz., *A. aplanatus* Sinz. и других аммонитов этого рода, а из пластинчатожаберных *Thetironia minor* Sow., *Th. caucasica* Eichw., *Trigonia aliformis* Park. var. *attenuata* Lys., *Aucellina caucasica* Buch. Ниже слоев с *Acanthoplites nolani* Seun. местами выделяются еще слои, лишенные этого вида, но содержащие *Acanthoplites uhligi* Anth., *A. aschiltaensis* Anth., *A. ex gr. trautscholdi* Sim. Васет Согок. и др. Возможно, эти слои следует относить к верхам аптского яруса.

Средняя зона нижнего альба (зона *Acanthoplites jacobi*) характеризуется присутствием *Acanthoplites (Hypacanthoplites) jacobi* Collet и других аммонитов той же группы, в значительной степени представленными новыми видами. А. Е. Глазуновой (1953) из этой зоны описаны *Acanthoplites (Hypacanthoplites) kopetdaghensis* Glasunova, *A. (Hyp.) jacobi* Collet, *A. (Hyp.) tscharloakensis* Glasunova и *A. (Hyp.) nolantiformis* (Natzky) Glasunova. Из пластинчатожаберных здесь особенно характерны *Aucellina caucasica* Buch, *A. aptiensis* Orb. и *A. nassibianzi* Sok., которые нередко образуют ауцеллиновую банку, лежащую непосредственно ниже слоев с *Acanthoplites jacobi* Collet.

Для верхней зоны нижнего альба (зона *Leymeriella tardefurcata*) наиболее характерны аммониты рода *Leymeriella*, а именно *Leymeriella tardefurcata* Leym., *L. rencurelenensis* Jacob и описанные А. Е. Глазуновой (1953) *Leymeriella bogdanovitschi* (Natzky) Glasunova, *L. andrussovi* (Natzky) Glasunova и *L. natzkyi* Glasunova,

а также *Acanthoplites* (*Hypacanthoplites*) *milletianus* Orb. и близкие к нему виды. В западных районах Копет-Дага и в Малом Балхане в этой зоне встречаются многочисленные аммониты семейств *Phylloceratidae*, *Lytoceratidae* и *Desmosceratidae*, из которых А. Д. Нацкий указывает *Jaubertella* cf. *jaubertiana* Orb., *J. michelini* Orb., *Tetragonites timotheanus* (Mayor) Pict., *Kossmatella agasztziana* Pict. var., *Phylloceras subalpinum* Orb., *Uhtigella walleranti* Jacob, *Puzosia* cf. *insculpta* Fallot и др.

Средний альб начинается слоями с *Cleoniceras mangyschlakense* Lurrov, *Beudanticeras ligatum* Newton et Jakes-Browne и другими аммонитами этих же родов (зона *Cleoniceras*); из пластинчатожабберных особенно характерны *Inoceramus salomont* Orb. Эта зона фаунистически охарактеризована лишь в западных районах Копет-Дага.

Вторая зона среднего альба (зона *Hoplites dentatus*) содержит главным образом раковины разнообразных аммонитов из группы *Hoplites dentatus* Sow., из которых А. Е. Глазуновой описаны *Hoplites dentatus* Sow. и его разновидности: *H. devisensis* Spath, *H. escragnotensis* Spath var. *ordinaris* Glasunova. Видовой состав аммонитов этой группы еще недостаточно изучен. Здесь встречаются *Douvilleiceras mammillatum* Schloth., *Kossmatella rencurelensis* Jacob и некоторые другие, а из иноцерамов *Inoceramus salomont* Orb. и *In. concentricus* Park.

Вышележащие слои содержат главным образом раковины аммонитов рода *Anahoplites*. Здесь, по Н. П. Луппову, намечаются две фаунистические зоны, впрочем недостаточно ясно обособленные. Для нижней зоны (зона *Anahoplites intermedius*) характерно присутствие примитивных анагоплитов из группы *Anahoplites intermedius* Spath (*A. intermedius* Spath, *A. praecox* Spath, *A. mantelli* Spath) вместе с более прогрессивными *Anahoplites asiaticus* Glasunova и последними представителями группы *Hoplites dentatus* Sow. Верхняя зона (зона *Anahoplites rossicus*) характеризуется присутствием *Anahoplites rossicus* Sinz., *A. asiaticus* Glasunova, *A. sinzovi* Spath и близких к ним видов. Из иноцерамов в обеих зонах обильны *Inoceramus concentricus* Park, а в нижней, кроме того, встречаются *Inoceramus salomont* Orb. Нижнюю из этих зон Н. П. Луппов относит к среднему, а верхнюю — к верхнему альбу. А. Е. Глазуновой эти две зоны не разделяются и относятся целиком к среднему альбу.

Более высокие слои альбского яруса, несомненно принадлежащие к верхнему альбу, характеризуются присутствием килеватых аммонитов из группы *Pervinquieria inflata* Sow. и *Hysterocheras varicosum* Sow., наряду с которыми присутствуют *Anahoplites michalskii* Semen. (появляется в слоях с *A. rossicus* Sinz.), *A. uhtigi* Semen. и некоторые другие виды этого рода. По данным А. Е. Глазуновой (1949б, 1952), здесь могут быть выделены две зоны или подзоны: нижняя с *Hysterocheras orbigny* Spath, *Ephoplites gibbosus* Spath и др. и верхняя с *Pervinquieria inflata* Sow.

Самая верхняя часть альбского яруса, включающая третью свиту П. И. Калугина, характеризуется наличием обильной своеобразной фауны карликовых аммонитов, в значительной степени представленных новыми видами. Отсюда ранее А. Д. Архангельским был определен *Hoplites* cf. *coelonotus* (Seeley) Pict. А. Е. Глазуновой отсюда описаны *Lepthoplites falcoides* Spath, *L. cantabrigensis* Spath, *L. pseudoplanus* Spath

и некоторые другие. Слои с этими аммонитами соответствуют верхней половине верхнего альба.

Сходный характер наблюдается и в Малом Балхане. Однако здесь в нижней свите преобладающая роль принадлежит песчаникам, а мощность отложений значительно меньше, чем в Копет-Даге: Г. Я. Крымгольц определяет ее всего в 150 м. А. Д. Нацким (1916а) здесь выделяются: а) слои с *Acanthoplites aschittaensis* Anth. (зона *Acanthoplites nolani* или верхи апта), б) слои с *Aucellina caucasica* Buch (зона *Acanthoplites jacobi*?), в) слои с *Leymeriella tardefurcata* Leut и г) слои с *Hoplites dentatus* Sow. и другими аммонитами той же группы. Фауна, которая указывала бы на более верхние горизонты среднего и нижнюю половину верхнего альба, в Малом Балхане неизвестна. К верхам альбского яруса А. Д. Нацкий относит синеватые известняки и мергели с раздавленными иноцерамами и развернутыми аммонитами, которые сопоставляются этим автором со слоями с «*Hoplites cf. coelontus* Seeley» Западного Копет-Дага.

Характерной особенностью разреза Малого Балхана является частичное, а местами и полное срезание альбских отложений трансгрессивно залегающими более высокими горизонтами мела. А. Д. Нацкий отмечает наличие двух несогласий: первого—между верхнеальбскими синеватыми известняками и мергелями и нижележащими слоями альбского яруса и второго — в основании сеноманских отложений. Следы этих двух несогласий, однако, значительно менее ясно выраженные, указываются А. Д. Нацким (1914, 1915а) и в районе Кюрен-Дага. Признаки несогласия между верхним альбом и сеноманом указываются в западных районах Копет-Дага Н. П. Васильковским, В. Н. Огневым и М. П. Сукачевой. С этим же обстоятельством, возможно, следует связывать отсутствие в более восточных разрезах Копет-Дага аналогов слоев с *Lepthoplites cantabrigensis* Spath.

Наличие несогласия между альбом и верхним мелом можно предполагать также на крайнем юго-востоке, в Бадхызе. Здесь, по данным В. Н. Огнева, прямо на слоях с *Hoplites* ex gr. *dentatus* Sow. залегают сланцеватые и мергелистые глины, отнесенные этим автором к сеноману, которые в свою очередь сменяются сверху мергелями и песчаниками туронского яруса. Отсутствием верхней части альбского яруса может быть объяснена отчасти незначительная мощность альбских отложений Бадхыза (180 м, по В. Н. Огневу).

Большой Балхан и Куба-Даг

В антиклинальных структурах Большого Балхана и Куба-Дага нижнемеловые отложения играют существенную роль. Наибольшее развитие здесь имеют неокомские отложения. Они слагают всю поверхность известнякового массива Большого Балхана, образуют (частью вместе с верхнеюрскими известняками) Огланлинскую гряду (гряду Кошасейра-Порсух), окаймляющую с севера юрское ядро Большебалханской структуры, и после значительного перерыва вновь появляются в гряде Куба-Даг у Красноводска, где они прослеживаются прерывистой полосой от ее восточного до западного окончания. Значительно менее развиты в рассматриваемых районах отложения аптского и альбского ярусов. Они выходят на поверхность лишь в центральной и западной частях северного крыла антиклинали Большого Балхана и к северу от восточного конца Куба-Дага, а на остальном протяжении северного крыла

этих антиклиналей они скрыты под неогеновыми и четвертичными отложениями. На южных крыльях антиклиналей отложения апта и альба неизвестны.

Присутствие в районах Большого Балхана и Куба-Дага отложений, ныне относимых к нижнемеловому возрасту, было известно еще в прошлом столетии. Однако возраст

этих отложений в Большом Балхана и основные черты их стратиграфии были установлены лишь в 20-х годах нынешнего века в результате исследований П. М. Васильевского (1926, 1932) и И. И. Никшича (1926г; Никшич и Огнев, 1928) и палеонтологического изучения коллекций В. П. Ренгартеном (1925), О. С. Вяловым (1929, 1930) и В. Ф. Пчелинцевым (1926). Дальнейшее уточнение разреза и ряд новых данных по распространению нижнемеловых отложений в Большом Балхана получены в результате последующих исследований В. Ф. Пчелинцева и Г. Я. Крымгольца (1934), Л. А. Никитюк (1932), М. Б. Григоровича и Н. П. Луппова. Отрывочные данные о нижнемеловых отложениях Куба-Дага имеются в работах Н. И. Андрусова (1905) и С. А. Ковалевского (1926). Несколько детальных разрезов описаны в 1934 г. М. Б. Григоровичем. Стратиграфия нижнемеловых отложений Куба-Дага изучена в 1943 г. Н. П. Лупповым (1949).

Разрезы неокомских отложений Большого Балхана и Куба-Дага резко различаются; отложения аптского и альбского ярусов в обоих районах представлены сходными осадками. Поэтому в данном очерке неокомские отложения Большого Балхана и Куба-Дага описаны раздельно, тогда как описание аптских и альбских отложений дано одновременно для обоих районов. Сводный разрез нижнемеловых отложений Большого Балхана показан на рис. 19.

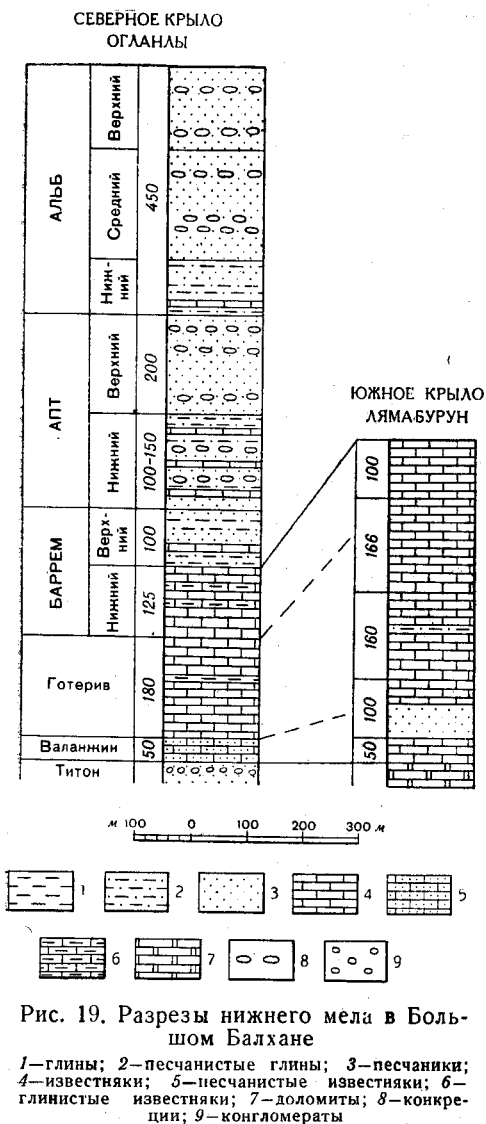


Рис. 19. Разрезы нижнего мела в Большом Балхана

Неоком Большого Балхана

Разрез неокомских отложений Большого Балхана сходен с копетдагским. Отложения неокома представлены здесь также морскими осадками, в которых преобладающая роль принадлежит известнякам. Местами

(гряда Борджоклы на северо-западном конце структуры, отрог Лямабурун на юге) отложения неокома образуют вместе с верхнеюрскими непрерывную серию осадков. На большей же части площади эта серия прервана в результате дислокационных процессов, происходивших в конце юрского времени, и верхняя (неокомская) ее часть ложится трансгрессивно на размытую поверхность юрских отложений. Угловое несогласие между неокомскими и юрскими отложениями изменяется в весьма широких пределах в зависимости от залегания трансгрессирующей серии на крыльях или ядрах домеловых складок. В некоторых пунктах оно достигает 40 и даже 70°.

Вопрос о времени начала трансгрессии, последовавшей в Большом Балхане за верхнеюрской (новокиммерийской) фазой орогенеза, неоднократно поднимался в литературе. Исследования В. Ф. Пчелинцева и Г. Я. Крымгольца (1934) показали, что первые фаунистически охарактеризованные слои, залегающие выше границы несогласия, относятся к валанжинскому ярусу и, таким образом, морская трансгрессия в Большом Балхане произошла в самом начале мелового периода. Однако ниже слоев с валанжинской фауной в ряде пунктов наблюдается присутствие красноцветных песчаников и конгломератов, согласно подстилающих их и, в свою очередь, с угловым несогласием лежащих на верхней или средней юре. Эти красноцветные породы следует относить к титонскому ярусу. Нижний мел начинается с основания покрывающей их известняковой толщи, которая, таким образом, целиком относится к неокому. Несомненно из неокомских отложений происходят найденные П. М. Васильевским в разрезе у Балкую раковины *Itieria gemmelarot* P s e l., которые нередко приводились в качестве довода в пользу наличия в Большом Балхане морского титона (Вялов, 1932). Наблюдениями Н. П. Луппова в 1937 г. установлено, что у Балкую развита лишь неокомская известняковая толща, лежащая трансгрессивно на сланцах байоса.

Валанжин — нижний баррем. Стратиграфия неокомских отложений Большого Балхана еще недостаточно изучена. Отчетливо различаются известняковая толща, соответствующая отложениям от валанжина до нижнего баррема включительно, и песчано-глинистые отложения, относящиеся к верхнему баррему. Более дробное расчленение известняковой толщи было произведено лишь в отдельных разрезах, причем северные и южные разрезы остаются неувязанными. Для характеристики отложений приведем разрез северного крыла у Кяризских «ворот» по В. Ф. Пчелинцеву и Г. Я. Крымгольцу и разрез южного крыла в отроге Лямабурун против г. Небит-Дага по Н. П. Луппову (см. рис. 19).

У Кяризских «ворот», на восточном конце горы Огланлы выделяются:

1. **В а л а н ж и н.** Свита тонкоплитчатых песчанистых и мергелистых известняков состоит из чередования сравнительно маломощных слоев известняков различного петрографического состава, среди которых особенно характерны тонкоплитчатые известняки. Известняки нередко содержат значительное количество песчаных зерен и в отдельных слоях переходят в известковистые песчаники. Местами наблюдаются прослои красных глинисто-мергельных слоев. Мощность свиты 50—60 м.

Из ископаемых указываются (Пчелинцев и Крымголец, 1934): *Nertinea guinchoensis* Ch off., *Terebratula* cf. *acuta* Q u e n s t., *Zeilleria tamarindus* S o w., *Z. villersensis* P i c t. et C a m p.

2. **Г о т е р и в.** Свита оолитовых известняков представлена чередованием оолитовых известняков с плотными известняками, лишенными оолитов. Характерная особенность свиты — наличие мощных однородных

пластов мощностью свыше 10—15 м, не поддающихся более дробному расчленению по литологическим признакам. К верхней части свиты приурочен горизонт красных и зеленых глин и песчаников мощностью до 20 м. Общая мощность свиты около 180 м.

Свита содержит многочисленные ядра и обломки раковин пластинчатожаберных, брахиопод и гастропод, большей частью не поддающихся определению; встречаются морские ежи. Отсюда указываются (Пчелинцев и Крымгольц, 1934) *Terebratula sella* Sow., *T. acuta* Quenst. var. *circassensis* Renng., *Rhynchonella irregularis* Pict., *Rh. lata* Orb.

3. Нижний баррем. Свита слоистых частично мергелистых известняков с *Orbitolina*. Характерная особенность свиты — ясно выраженной слоистость, обусловленная частым чередованием твердых «фарфоровидных» известняков светлосерого цвета, обычно с кремовым оттенком, и более мягких белых мергелистых известняков и зеленовато-белых мергелей. Это чередование придает свите в обнажениях ступенчатый характер. Мощность свиты 125—140 м.

Остатки фауны обильны и разнообразны. Здесь присутствуют *Tylostoma depressum* Pict. et Campr., *Pseudonertina ornata* Pčel., *Polyptyxis foetterlei* Toulou, *Barbatta lorioli* Morgd v., *Opis neocomiensis* Orb. var. *oglanlensis* Krimh., *Pholadomya cornueliana* Orb., *Camptonectes cottaldinus* Orb., *Neithea daghestanica* Renng., *Exogyra turkmenica* Lурноу, *Terebratula sella* Sow., *Diplopodia balkhanensis* Vial., *Pseudoplopodia transcaspia* Renng., *Toxaster broucoensis* Lor., *Heteraster couloni* Orb. и многие другие. Особенно характерным элементом фауны являются раковины *Orbitolina* sp., переполняющие отдельные пласты.

В разрезе Лямабуруна выделяются:

1. Валанжин. Свита плитчатых известняков состоит из плотных плитчатых известняков с пелитоморфной, сгустковой или криптокристаллической структурой мощностью около 50 м. Ископаемые представлены единичными, не поддающимися определению остатками устриц и брахиопод.

2. Верхний валанжин — нижний готерив. Свита песчаников и песчаных известняков состоит в нижней части из буровато-серых и серо-зеленых известняковистых песчаников и алевролитов, а в верхней части из буровато-серых слабо песчаных известняков. Общая мощность около 100 м. Ископаемые обильны. Преобладают морские ежи рода *Toxaster*. Кроме них, присутствуют *Purpuroidea renngarteni* Pčel., *P. infracretacea* Рогов, *Natica balakhanensis* Pčel., *Alectryonia rectangularis* Роем., *Exogyra subsinuata* Леум. и другие пластинчатожаберные и гастроподы, а также редкие аммониты плохой сохранности (*Lytoceras*, *Leopoldia* ?).

3. Готерив. Свита оолитовых известняков состоит из массивных оолитовых и органогенно-обломочных известняков светлосерого, нередко почти белого цвета с подчиненным положением песчаных известняков, песчаников и глин. Общая мощность достигает 160 м. Из фауны преобладают *Alectryonia rectangularis* Роем., *Exogyra subsinuata* Леум. и другие устрицы, образующие банки. Встречаются также и другие пластинчатожаберные и многочисленные остатки мшанок и губок.

4. Готерив и низы баррема (?). Свита массивных известняков состоит из чередования неслоистых мелоподобных и «фарфоровидных» известняков и толстослоистых органогенно-обломочных известняков, наряду с которыми присутствуют занимающие подчиненное положе-

ние пласты известковистых песчаников и алевролитов. Мощность свиты достигает 166 м. Из фауны наиболее характерны полипняки из группы *Tabulata* (*Chaetetopsis krimholzi* Y a w o r s k y) и пахиодонтные пластинчатожаберные.

5. Нижний баррем. Свита слоистых известняков с *Orbitolina* по литологическим признакам и фауне аналогична верхней свите предыдущего разреза. Особенно характерно присутствие многочисленных раковин орбитолин. Мощность свиты не менее 100 м (верхи отсутствуют).

Сопоставление двух приведенных разрезов указывает на более сложное строение неокомской известняковой толщи на юге и увеличение ее мощности в южном направлении: около 360 м в разрезе Огланлы и не менее 575 м в разрезе Лямабуруна.

Верхний баррем. Отложения верхнего баррема развиты лишь на северном крыле Большебалханской антиклинали. Они представлены темными серыми, зеленовато-серыми и зеленовато-желтыми известковистыми глинами и глинистыми песками и песчаниками, чередующимися с маломощными прослоями крепкого известковистого песчаника и песчаного известняка. Мощность свиты около 100 м.

Обильная фауна состоит главным образом из крупных толстостворчатых пластинчатожаберных, наряду с которыми встречаются брахиоподы, морские ежи, колониальные кораллы и редкие головоногие: *Deshayesites* (?) ex gr. *beskidensts* Uhl., *Heteroceras* cf. *bifurcatum* O r b., *Colchidites* (*Imerites*) *giraudi* Kil., *Trigonia nodosa* S o w. (несколько вариететов), *Tr. inguschensts* R e n n g., *Astarte gigantea* D e s h., *Sphaera corrugata* S o w., *Ptychomya robinaldina* O r b., *Gervillia alaeformis* S o w., *Perna mullett* D e s h., *Exogyra latissima* L a m., *Terebratula sella* S o w., *Rhynchonella gibbsiana* S o w. и многие другие. Наличие характерных верхнебарремских аммонитов и общий комплекс пелециподовой фауны, сходный с барремской фауной Северного Кавказа, устанавливают барремский, точнее верхнебарремский, возраст свиты.

Неоком Куба-Дага

В Куба-Даге неокомские отложения выражены сложно построенной толщей, представляющей собой чередование осадков морского, лагунного и, может быть, континентального происхождения (рис. 20). Они залегают с видимым согласием на континентально-лагунных отложениях конца юрского периода. Граница между юрой и мелом проводится по кровле красноцветной толщи, представленной то гипсоносными глинами, то песчаниками и конгломератами.

Валанжин. К валанжинскому ярусу в разрезе Куба-Дага может быть отнесена свита карбонатных пород, залегающая без признаков несогласия на лагунно-континентальных отложениях титонского яруса. Свита представлена плотными массивными и толстослоистыми известняками, в значительной части доломитизированными, среди которых в нижней части свиты, а также у ее кровли имеются пласты доломитов и доломитовых мергелей. Преобладает светлосерый цвет пород, но верхние горизонты частично приобретают красно-бурую пятнистую окраску. Мощность свиты обычно не превышает 30—35 м, в западной части Куба-Дага увеличивается до 70 м.

Верхние горизонты свиты содержат остатки крупных гастропод, пахиодонтных пластинчатожаберных (*Diceratidae*) и брахиопод. Определенные отсюда В. Ф. Пчелинцевым из сборов Н. П. Луппова *Nerinea*

upensis Vog dt., *Natica macrospira* Р џ е л. и *Purpuroidea renngarteni* Р џ е л., характерные для валанжина Крыма и Северного Кавказа, позволяют отнести известняки к валанжинскому ярусу. К такому же выводу можно прийти и на основании палеогеографических сопоставлений, так как смена континентально-лагунных отложений морскими известняками хорошо увязывается с валанжинской трансгрессией, известной в Большом Балхане, Мангышлаке и в некоторых районах Северного Кавказа.

Готерив. Выше валанжинских известняков в Куба-Даге залегает толща, пестрая по литологическому составу и изменяющая свой характер по простиранию. Она отчетливо распадается по литологическим признакам на три свиты.

Нижняя свита мощностью от 35 до 70 м состоит из красно-бурых и зеленовато-серых глин, алевролитов и песчаников, среди которых местами присутствуют маломощные прослой и желваки гипса, а также прослой пелитоморфного доломитизированного известняка. К последним приурочены незначительные скопления (налеты) медной зелени, аналогичные тем, какие известны в неокоме Гаурдак-Кугитанского района. Остатки фауны отсутствуют.

Средняя свита мощностью 38—50 м представлена серыми зернистыми (песчаникоподобными) доломитизированными известняками и доломитами, лишенными остатков фауны. К востоку эти породы частично переходят в оолитовые известняки с неопределимыми остатками пластинчатожаберных и брахиопод.

Верхняя свита общей мощностью около 80—100 м характеризуется наличием двух гипсоносных горизонтов, представленных чередованием коричневых и

зеленовато-серых листоватых глин и красно-бурых песчаников и гипсов. Гипсоносные горизонты разделены десятиметровой пачкой серых доломитизированных известняков, доломитов и песчаников, содержащих ядра пластинчатожаберных. Гипсы в этой свите образуют пласты мощностью от 0,15—0,20 до 6—7 м. Именно к этой части разреза приурочены известные месторождения гипсов в ущельях к востоку от г. Красноводска. В восточной части Куба-Дага характер свиты изменяется: гипсы исчезают, а карбонатные породы приобретают более значительное развитие.

Рассматриваемая толща представляет собой часть лагунные и, может быть, даже континентальные образования, а частью осадки морского происхождения. Роль последних увеличивается в восточном направлении, что вместе с исчезновением в этом же направлении гипсов свидетель-

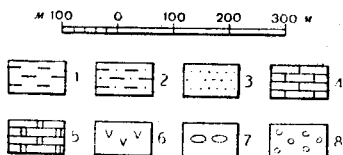
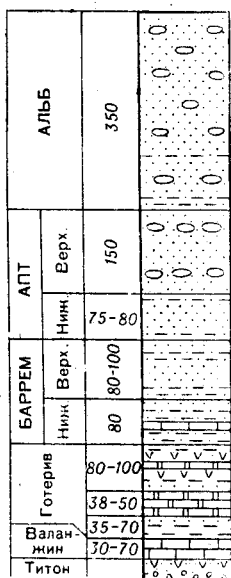


Рис. 20. Разрез нижнего мела в Куба-Даге

1—глины; 2—песчаные глинны; 3—песчаники; 4—известняки; 5—доломиты; 6—гипсы; 7—конкреции; 8—конгломераты

ствуется о постепенном переходе к морским условиям, характерным для неокома Большого Балхана.

Возраст толщи вследствие отсутствия определенной фауны может быть установлен лишь ее положением в разрезе и сопоставлением с разрезом Большого Балхана. Залегая между фаунистически охарактеризованными отложениями валанжина и баррема, эта толща в основной своей части несомненно соответствует готеривскому ярусу. Не исключена возможность, что она охватывает также некоторые части валанжинского и барремского ярусов.

Баррем. Отложения барремского яруса, в отличие от нижележащих, представлены целиком морскими осадками. По литологическим и фаунистическим признакам выделяются две толщи, нижняя из которых, по аналогии с разрезом Большого Балхана, может быть отнесена к нижнему, а верхняя — к верхнему баррему.

Нижняя толща выражена зелеными мергелистыми глинами, чередующимися с пластами зеленовато-серых пелитоморфных, обычно мергелистых известняков, нередко содержащих значительное количество песчаных зерен. Мощность пластов известняка обычно не превышает 1,5 м, а пластов глины достигает 5—6 м. Местами присутствуют пласты песчаника мощностью не более 1 м. Общая мощность толщи достигает 80 м. Фауна этой толщи состоит главным образом из пластинчатожаберных, наряду с которыми встречаются мелкие гастроподы, брахиоподы, морские ежи, членики морских лилий, кораллы и губки. Комплекс фауны очень сходен с нижнебарремской фауной Большого Балхана, но орбитолины и пахиодонтные пластинчатожаберные отсутствуют.

Верхняя толща, связанная с нижней постепенным переходом, выражена темносерыми, иногда с зеленоватым оттенком, не вскипающими с соляной кислотой песчанистыми глинами, чередующимися с зеленовато-желтыми слабыми мелкозернистыми песчаниками и редкими прослоями серого песчанистого известняка. Пласты глин достигают здесь мощности 10—15 м и даже больше, пласты песчаников достигают 5—6 м. Общая мощность толщи составляет 80—100 м. Фауна состоит главным образом из крупных толстостворчатых пластинчатожаберных, аналогичных тем, которые присутствуют в верхнем барреме Большого Балхана. В нижней части толщи обнаружен обломок аммонита *Matheronites turkmenicus* Lurrov.

Апт и альб Большого Балхана и Куба-Дага

Отложения аптского и альбского ярусов в обоих районах представлены сходными осадками, в которых преобладающая роль принадлежит песчаным образованиям.

Апт. Отложения аптского яруса выражены главным образом желто-зелеными содержащими глауконит песчаниками, местами с подчиненными им пластами песчанистых глин. Общая мощность аптских отложений составляет от 220 м в Куба-Даге до 350 м в Большом Балхане.

Для нижнего апта особенно характерно присутствие пластов крепкого известковистого песчаника мощностью от 0,40 до 1,0 м, переполненных остатками фауны. Эти пласты залегают в толще более слабых, обычно глинистых песчаников, лишенных фауны. В Куба-Даге песчаники чередуются с несколькими пластами темных зеленовато-серых, иногда почти черных песчанистых глин. Присутствие глин констатировано также у северо-западного окончания структуры Большого Балхана. Общая мощ-

ность нижнего апта в Куба-Даге равна 75—80 м, а в районе Большого Балхана превышает 100 м.

Из фауны в нижнеаптских отложениях можно указать *Nautilus* cf. *neocomiensis* Orb., *Deshayesites* ex gr. *deshayesi* Leym., *D. weissi* Neum. et Uhl., *Cheloniceras* ex gr. *albrechti-austriacae* (Hoh.) Uhl., *Neohoplites ewaldi* Stromb., *Mesohoplites* cf. *elegans* Uhl., *Cucullaea forbesi* Pict. et Camp., *Trigonia nodosa* Sow., *T. vectiana* Lyc., *Sphaera corrugata* Sow., *Cyprina inornata* Orb., *Gervillia* ex gr. *alaeformis* Sow., *Exogyra latissima* Lam. Встречаются также гастроподы, брахиоподы, морские ежи и кораллы.

Верхний апт в обоих районах представлен однородной толщей массивных песчаников то более крепких, то рыхлых, часто несколько глинистых, содержащих крупные (до 2 м в диаметре) шаровые конкреции известковистого песчаника или песчанистого известняка, к которым приурочены скопления фауны. В некоторых пунктах констатировано также присутствие зеленовато-серых гипсоносных, сильно песчанистых глин с редкими остатками головоногих. Общая мощность верхнего апта достигает 150—200 м.

Характерными формами верхнеаптской фауны являются *Tetragonites* cf. *duvavianus* Orb., *Uhligella* ex gr. *zürcheri* Jacob, *Parahoplites multicostatus* Sinz., *P. melchioris* Anth., *Acanthoplites* (*Colombiceras*) cf. *tohlert* Jacob, *Ammonitoceras pavlowi* Wassil., а также многочисленые, преимущественно мелкие пластинчатожаберные и гастроподы. В районе Большого Балхана ниже слоев с *Parahoplites multicostatus* Sinz. констатировано присутствие более низкого горизонта с *Cheloniceras* ex gr. *subnodosocostatum* Sinz. и *Ammonitoceras wasiliewskyi* Renng.

Альб. Отложения альбского яруса как в районе Большого Балхана, так и в Куба-Даге выражены преимущественно песчаными осадками. Это однородная толща зеленовато-желтых, содержащих глауконит, слабых мелкозернистых песчаников с маломощными прослоями и крупными шаровыми и эллипсоидальными конкрециями крепкого известковистого песчаника, нередко приобилии цемента, переходящего в песчанистый известняк. К этим прослоям и конкрециям приурочены многочисленные остатки фауны. В основании толщи присутствуют серо-зеленые песчанистые глины, содержащие у восточного конца Куба-Дага мелкие ожелезненные ядра аммонитов. Присутствие глинисто-алевритовых пластов местами отмечается и в более высоких горизонтах яруса. Общая мощность альба 350—450 м.

Из фауны для альбского яруса Большого Балхана и Куба-Дага особенно характерны аммониты и иноцерамы. Довольно многочисленны также другие пластинчатожаберные и гастроподы. Реже встречаются белемниты, морские ежи, *Serpula*.

Нижний альб хорошо охарактеризован фауной у ст. Янгаджа, где он представлен глинами с мелкими ожелезненными аммонитами *Phylloceras* ex gr. *guettardi* Rasp., *Tetragonites* sp., *Acanthoplites nolani* Seun. var. *crassa* Sinz., *A. bergeroni* Seun., *A. lortoli* Sinz., *Diadochoceras* ex gr. *nodosocostatum* Orb. и др., а также с белемнитами и мелкими гастроподами и пелециподами.

Отложения среднего альба содержат обильную фауну как в Куба-Даге, так и в районе Большого Балхана. Отчетливо выделяются две фаунистические зоны: 1) нижняя с аммонитами из группы *Hoplites dentatus* Sow., наряду с которыми встречаются *Phylloceras subalpinum*

Orb., *Kossmatella agassiziana* Pict. и другие аммониты, а также *Inoceramus concentricus* Park., *I. salomont* Orb. и другие пластинчатожаберные; 2) верхняя с *Anahoplites praecox* Spath, *A. ex gr. intermedius* Spath, *A. asiaticus* Glasunova, *Inoceramus concentricus* Park. и др.

Верхний альб очень плохо охарактеризован фауной. Лишь в нескольких пунктах в конкрециях верхней части яруса констатировано присутствие мелких килеватых аммонитов (*Pervinquieria* или *Hysterocheras*), обломков крупных *Anahoplites* типа *A. uhlgi* Semen., а из пластинчатожаберных *Inoceramus concentricus* Park. К верхам среднего альба или к верхнему альбу относятся единичные находки морских ежей.

Туаркырский район

В пределах Туаркырского складчатого района нижнемеловые отложения выходят на поверхность во всех антиклинальных складках. Они полностью вскрыты в Туаркырской и Бейнеуской антиклиналях. В первой из этих складок они окаймляют юрское ядро антиклинали и слагают сводную часть складки на ее юго-восточном погружении. В Бейнеуской антиклинали они слагают почти целиком всю складку, за исключением наиболее поднятого участка горы Бейнеу, где обнажены юрские отложения. В остальных антиклиналях (Кемальской, Кумсебшенской и Гокленкюсинской) выходят на поверхность лишь верхи нижнемелового разреза, не древнее альбского яруса, слагающих размытые ядра этих складок.

Присутствие нижнемеловых отложений в районе было установлено в 1887 г. Н. И. Андрусовым (1889). Небольшая коллекция окаменелостей, собранная им, была описана В. П. Семеновым (1899), давшим в большинстве случаев лишь родовые определения. Стратиграфия нижнемеловых отложений изучена в 1929—1931 гг. Н. П. Лупповым (1931, 1932, 1936). Некоторые данные об этих отложениях приводятся Б. А. Федоровичем (1930, 1934г) и В. В. Александровым. Небольшое число барремских брюхоногих описано В. Ф. Пчелинцевым (Пчелинцев и Крымгольц, 1934), а аммонитов — Н. П. Лупповым (1936). Несколько аммонитов и один морской еж описаны в Атласе руководящих форм ископаемых фаун СССР (1949а). В последнее время новые данные, уточняющие стратиграфию нижнемеловых отложений, получены при геологической съемке района, производившейся Туркменским геологическим управлением (В. С. Курбатов, М. П. Сукачева и др.).

Так как нижнемеловые отложения в пределах района представлены менее стойкими породами, чем отложения верхней юры и верхнего мела, то выходы их приурочены преимущественно к пониженным частям рельефа, где чередование относительно более устойчивых пород с менее устойчивыми приводит к образованию невысоких моноклиальных грядок (при наклонном залегании) или террасоподобных уступов (при более или менее горизонтальном залегании). В южной части района нижнемеловые (аптские и альбские) отложения образуют гряду Текеджик, высоко поднимающуюся над примыкающей к ней с юго-запада Кемальской впадиной.

Нижнемеловой разрез Туаркырского района (рис. 21) сильно отличается от разреза Копет-Дага и обоих Балханов главным образом за счет неокосских отложений. Вместо известняков здесь развиты в неокосе маломощные терригенные осадки, в которых отчетливо выделяются две толщи: нижняя (валанжин-готерив), состоящая в основном из осадков континентального и лагунного происхождения, и верхняя (баррем),

представленная морскими осадками. Аптский и альбский ярусы, как и в горных районах, выражены целиком морскими терригенными осадками. Они отличаются от копетдагских главным образом меньшей мощностью, а также более рыхлым характером пород, среди которых преобладают почти не сцементированные песчаники и неизменные глины.

Отложения неокома залегают на размытой поверхности юрских отложений. На большей части площади они подстилаются верхнеюрскими известняками. В южной части восточного крыла и на юго-восточном погружении

Туаркырской антиклинали верхняя юра размыта и неомом залегают на различных горизонтах среднеюрской толщи; лишь в урочище Кызыл-Кыр, в 8 км к востоку от кол. Геок-Тере, сохранился небольшой островок верхней юры.

Угловое несогласие между юрой и мелом можно наблюдать в горе Доунгра, где оно достигает 6—8°. Поверхность верхнеюрских известняков местами показывает ясные следы наземного преднеокомского выветривания.

Валанжин — готерив. Характер базальных слоев неокома весьма непостоянен, что, очевидно, находится в зависимости от древнего преднеокомского рельефа.

К пунктам, где отложения неокома, срезая верхнеюрскую толщу, переходят на среднеюрские отложения (Доунгра, Кызыл-Кыр), приурочены локальные накопления конгломерата, состоящего из плохо окатанных и неокатанных галек верхнеюрских пород, главным образом известняка и кремня. Мощность такого конгломерата достигает 2,5—5,0 м. Конгломерат залегают местами и на верхнеюрских известняках (Кяфигшем). В других местах в основании неокома отмечаются

лишь маломощные скопления галек, нередко имеющие гнездообразный характер, или отдельные разрозненные гальки. Местами (Бейнеу) на верхнеюрских известняках залегают элювиальные образования, представленное пестрой сильно известковистой глинистой породой мощностью до 0,5 м, содержащей включения обломков известняка и кремня, измененных выветриванием.

Подобный характер базальных слоев неокома указывает на континентальные условия, существовавшие здесь в конце юрского и в начале мелового периодов, при которых происходило субэрозивное разрушение поверхности юрских отложений с образованием маломощного элювиального покрова на известняках и осадках фации подножий у основания известняковых возвышенностей.

На указанных отложениях или прямо на юрских породах залегают отложения красноцветной толщи. Эта толща состоит главным образом из глинистых осадков, окрашенных в яркочерный и в меньшей степени

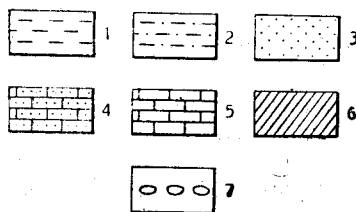
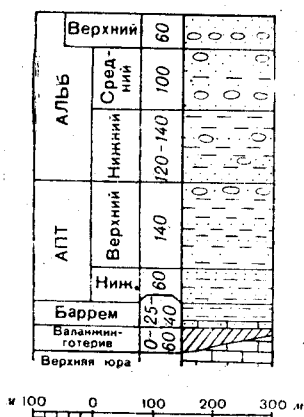


Рис. 21. Разрез нижнего мела в Туаркыре (по В. С. Курбатову и М. П. Сукачевой)

—глины; 2—песчаные глины и глинистые песчаники; 3—песчаники; 4—известковистые песчаники; 5—известняки; 6—красноцветные породы (глины и песчаники); 7—конкреции

в серо-зеленый цвет. Подчиненное положение занимают песчаники светлосерого или красноватого цвета, обычно грубозернистые, слабо сцементированные. Мощность пластов песчаника обычно не превышает 0,5 м, в отдельных пластах увеличивается до 3—6 м. В некоторых пунктах в толще наблюдаются прослой галечника из галек верхнеюрских пород. Остатки фауны отсутствуют.

На юге, начиная с широты колодцев Геоктере, характер красноцветной толщи изменяется. В ней появляются пласты гипса мощностью до 1 м, в верхней половине разреза красноцветные глины частично замещаются пачкой чередующихся мергелей, доломитов и глин светлого зеленовато-серого и почти белого цвета, содержащих плохо сохранившиеся остатки морских пластинчатожаберных (*Exogyra*, *Trigonia* и др.).

Еще южнее, в разрезе Кельджи (северная окраина Чильмамедкумов), аналоги красноцветной толщи (основание которой не вскрыто) выражены, по М. П. Сукачевой, чередованием известняков с морской фауной, доломитов, гипсов и зеленовато-серых глин; лишь отдельные прослой сохраняют здесь красную окраску.

Мощность красноцветной толщи непостоянна и колеблется в широких пределах от 10 м и даже меньше до 50—60 м. В отдельных участках на севере (Кяфигшем) она полностью отсутствует и разрез неокома начинается с морского баррема.

На севере района красноцветная толща имеет явно континентальное происхождение. К югу континентальные отложения постепенно замещаются лагунно-морскими.

Залегая согласно под морскими барремскими отложениями, красноцветная толща может быть отнесена к валанжину и готериву.

Баррем. Верхняя часть неокома представлена в Туаркырском районе морскими осадками. Это пачка глин и глинистых песков, чередующихся с пластами известковистого песчаника, ракушечника и ракушечно-оолитового известняка, мощность которых обычно не более 1—1,5 м. Для этой пачки характерен серый цвет, нередко с буроватым и зеленоватым оттенком. Мощность отложений изменяется в пределах 25—40 м.

Остатки ископаемой фауны весьма многочисленны и приурочены главным образом к твердым песчаниковым и известняковым прослоям. Преобладают пластинчатожаберные, присутствуют также брюхоногие, брахиоподы и редкие аммониты (последние только в южной части района). Отдельные пласты переполнены мшанками. Выделяются два фаунистических горизонта, неясно обособленные.

В нижнем горизонте преобладают небольшого размера складчатые экзогиры (*Exogyra turkmenica* Lurrov) и новый вид плеченогого — *Rhynchonella (Belbekella) geokterensis* Moisseev, переполняющие отдельные пласты. Из этого же горизонта В. Ф. Пчелинцевым описаны (Пчелинцев и Крымгольц, 1934): *Turritella fragilis* Pchel., *Pseudonertinea ornata* Pchel. и *Neoptyxis karabugasensis* Pchel.

К верхнему горизонту приурочена банка крупных толстостворчатых пластинчатожаберных *Trigonia inguschenis* Rening., *Sphaera corrugata* Sow., *Gerovillia* aff. *alaeformis* Sow., *Perna mulletti* Desh., *P. rircordeana* Orb.

Из аммонитов в барремских отложениях известны *Colchidites (Imerites) giraudi* Kil., *Colchidites* sp. n. (из верхнего горизонта), *Pseudothurmannia* sp. n. (из нижнего горизонта), *Pseudothurmannia* (?) aff. *cruasensis* Torgs. и *Matheronites turkmenicus* Lurrov (горизонт не установлен).

Присутствие указанных аммонитов и общий комплекс фауны пластинчатожаберных, имеющей сходные черты с барремской фауной Большого Балхана и Северного Кавказа, а также стратиграфическое положение ниже слоев нижнего апта устанавливают барремский возраст толщи. Верхний горизонт, где найден руководящий верхнебарремский аммонит *Colchidites (Imerites) giraudi* Kil., может быть отнесен к верхнему баррему, а нижний, вероятно, имеет нижнебарремский возраст. Следует отметить, что присутствие верхнего баррема установлено лишь в южной части района, к югу от широты колодцев Геоктере.

Апт. Отложения аптского яруса представлены преимущественно рыхлыми песчано-глинистыми осадками. Наблюдается чередование желтых и желто-бурых, иногда красноватых песчаников с желтовато- и зеленовато-серыми глинистыми песчаниками и серыми и зеленоватыми, в разной степени песчанистыми глинами. Среди рыхлых песчаников нередко прослойки крепкого известковистого песчаника, в отдельных горизонтах присутствуют крупные шаровые известково-песчаные конкреции. Глины обычно гипсоносны и местами сильно засолены.

Разрез непостоянен, и литологические горизонты не выдержаны по простиранию. В нижней части разреза обычно преобладают песчаники, в верхней значительное развитие приобретают глинистые осадки. В основании местами присутствует пласт песчаника с фосфоритовыми желваками. Мощность аптских отложений 180—220 м.

Остатки фауны многочисленны. Преобладают пластинчатожаберные, наряду с которыми нередко встречаются многочисленные аммониты. По фауне можно выделить следующие горизонты.

Для нижней части разреза мощностью до 60 м особенно характерны аммониты рода *Deshayesites*, указывающие на нижний апт: *Deshayesites deshayesi* Le y m., *D. ex gr. weissi* Ne u m. et U h l., *D. tschairsi* Sem e n. и др. Вместе с ними встречаются *Dufrenoya ex gr. furcata* S o w., *Cheloniceras ex gr. seminodosum* Sin z., *Ch. crassum* S p a t h, *Pseudohaploceras ex gr. matheroni* O r b. и другие аммониты, а из пластинчатожаберных *Trigonia nodosa* S o w. var., *T. fittoni* Des h., *Exogyra latissima* L a m., *E. tuberculifera* K o c h et D u n k. и др.

Вышележащие слои мощностью до 70 м характеризуются главным образом пластинчатожаберными *Trigonia architectiana* O r b., *Panopaea plicata* S o w., *Exogyra latissima* L a m. Сравнительно редкие находки аммонитов (*Dufrenoya* sp., *Cheloniceras ex gr. seminodosum* Sin z., *Ch. martini* O r b., *Tropaeum* sp.) позволяют отнести эти слои к верхам нижнего и низам верхнего апта.

Выше следуют отложения мощностью до 50 м, с характерными верхнеаптскими аммонитами *Parahoplites melchioris* Anth., *P. subcampichei* Sin z., *Acanthoplites (Colombiceras) tobleri* J a c o b, *Ammonitoceras wassiliewskyi* Ren n g. и др. В самых верхних слоях, мощность которых достигает 25—35 м, парагоплиты сменяются аммонитами рода *Acanthoplites (Acanthoplites aschittaensis* Anth., *A. stephanoides* K a s. и др.).

Альб. Отложения альбского яруса тесно связаны с аптскими, и провести точную границу между этими ярусами не всегда возможно.

Преобладающими поородами в альбском ярусе являются песчаники, преимущественно мелкозернистые желто-серого или более яркого желтого, местами красноватого цвета, частично слюдистые. В основной массе они слабо сцементированы и в зоне выветривания переходят в рыхлые пески. Вся толща характеризуется наличием крупных извест-

ково-песчаных конкреций шаровой, эллипсоидальной или неправильной караваяобразной формы, иногда до 4 м в диаметре. Они обычно залегают рядами и иногда сливаются в неправильный и не выдержанный по простиранию пласт.

Подчиненное положение занимают глины, частично песчанистые, обычно светлосерого, зеленовато-серого или желтоватого цвета, иногда гипсоносные. Глины имеют более значительное развитие в нижнем подъярусе, менее развиты в среднем и совершенно отсутствуют в верхнем подъярусе. В верхах нижнего альба присутствует горизонт плотных серовато-белых алевролитов. В нижней и верхней части яруса присутствуют два-три фосфоритовых горизонта, выраженных фосфоритовыми желваками, гальками и фосфоритизированными ядрами моллюсков, включенными в пласт крепкого известковистого песчаника.

Фациальная изменчивость альбских отложений на площади района слабо изучена. М. П. Сукачева указывает на более глинистый характер альба в северных разрезах по сравнению с южными.

Остатки фауны обильны и разнообразны. Они приурочены главным образом к конкрециям и представлены аммонитами, белемнитами, пластинчатожаберными, брюхоногими и более редкими морскими ежами. По фауне аммонитов отчетливо выделяются три подъяруса, которые в свою очередь подразделяются на зоны.

Общая мощность альбского яруса достигает 250—300 м. Из них 120—140 м приходится на нижний подъярус, около 100 м на средний и не более 60 м на верхний подъярус.

Нижняя часть нижнего альба характеризуется присутствием аммонитов рода *Acanthoplites* и в их числе руководящего нижеальбского вида *Acanthoplites nolani* Seip. Из пластинчатожаберных для этих слоев особенно характерны представители родов *Aucellina* и *Thetronia*, раковины которых нередко переполняют породу. Для верхней части подъяруса характерны аммониты рода *Leymeriella*. При этом выделяются нижние слои с *Leymeriella tardefurcata* Leum. и верхние слои с аммонитами из группы *Leymeriella regularis* Brug.

В среднем альбе выделяются три фаунистические зоны. Для нижней зоны характерны аммониты родов *Sonneratia*, *Cleoniceras*, *Beudanticeras*, а именно *Sonneratia sarastini* Collet, *S. coronatiformis* Lurrov, *Cleoniceras* cf. *mangyschlakensense* Lurrov, *Beudanticeras transcaspium* Lurrov. В отложениях этой зоны встречаются также *Douvilletceras mammillatum* Schloth., *Hamites* sp. и многочисленные гастроподы и пластинчатожаберные, из которых особенно характерен *Inoceramus salomoni* Orb. Вторая зона характеризуется присутствием многочисленных аммонитов из группы *Hoplites dentatus* Sow. Для верхней зоны характерны *Anahoplites intermedius* Spath, *A. mantelli* Spath, *A. praecox* Spath. Из пластинчатожаберных многочисленны *Inoceramus concentricus* Park.

Отложения верхнего альба характеризуются присутствием *Anahoplites michalskii* Semen., *A. uhligi* Semen., *Puzosia mayoriana* Orb. и килеватых аммонитов из групп *Pervinquertia inflata* Sow. и *Hystero-ceras varicosum* Sow. Из пластинчатожаберных характерны *Inoceramus concentricus* Park., *I. anglicus* Woods и *I. sulcatus* Park.

В последнее время Н. П. Лупповым и В. С. Курбатовым в разрезе к западу от Коймата в верхах альбского яруса обнаружены аммониты рода *Lepthoplites*, указывающие на самую верхнюю зону альбского яруса, которая известна в Копет-Даре.

Центральные Каракумы и низовья Аму-Дарьи

В Каракумах нижнемеловые отложения нигде не выходят на поверхность, а погребены под толщей более молодых осадочных пород; присутствие их на глубине констатировано бурением на бугре Зеагли (район Серных бугров). К нижнему мелу (альбский ярус) здесь могут быть отнесены отложения, залегающие на глубине ниже 192,4 м (Луппов, 1945б, в). Они представлены следующим разрезом (снизу вверх):

1. Пески мелкозернистые, серые и зеленовато-серые, частично глинистые, местами переходящие в слабые известковистые песчаники. Они чередуются с пластами серых, частично песчаных глин. Присутствуют конкреции (?) крепкого известковистого песчаника, мелкие конкреции песчанистого мергеля и местами мелкие фосфоритовые желваки и стяжения пирита. Из фауны обнаружены *Sonneratia* (?) sp. (в нижней части), *Trigonia aliformis* Park., мелкие *Exogyra* sp. (*arduennensis* Orb.), *Inoceramus* cf. *concentricus* Park. и другие пластинчатожаберные. Вскрытая мощность 92,6 м.

2. Песчаники известковистые крепкие, темного зеленовато-серого цвета, содержащие зерна глауконита и фосфоритовые гальки. Они чередуются с более слабыми, частично глинистыми песчаниками и песками и прослоями песчанистой глины. Встречены *Inoceramus* sp. и *Turritella* (?) sp. Мощность 30,2 м.

3. Глины темносерые, в большей или меньшей степени песчаные, заметно слюдястые, с прослойками или конкрециями песчанистого мергеля, пиритовыми стяжениями и фосфоритовыми гальками. Встречены остатки *Leda* sp. и *Inoceramus* sp. Мощность 17,6 м.

Выше залегают песчаники, отнесенные Н. П. Лупповым к сеноману. Вся указанная толща общей мощностью около 140 м представляет собой отложения среднего и верхнего подъярусов альба. Для более точного выделения названных подъярусов данные отсутствуют. Характер разреза вскрытой бурением части меловых отложений близок к туаркырскому, что позволяет предполагать наличие на глубине более древних отложений нижнего мела также в фациях, аналогичных туаркырским.

Морские отложения нижнего альба известны к северо-востоку от границы Туркменской ССР, в Кызылкумах. Они лежат здесь трансгрессивно на палеозойских горных породах Султануиз-Дага и Кульджуктау.

В Султануиз-Даге, как установлено исследованиями П. П. Чуенко в 1946 г., нижеальбские отложения присутствуют и на водораздельной части хребта, свидетельствуя, что этот хребет был целиком перекрыт нижеальбским морем. Эти отложения представлены в Султануиз-Даге, по данным названного исследователя, песчано-глинистой толщей в несколько десятков метров мощности, в основании которой местами залегают базальный конгломерат. Они содержат остатки пластинчатожаберных, определенные Т. А. Мордвилко: *Nucula* ex gr. *pectinata* Sow., *Trigonia nodosa* Sow. var., *Trigonia* ex gr. *aliformis* Park., *Venilicardia lineolata* Sow., *Panopaea* cf. *plicata* Sow., *P.* cf. *acutisulcata* Orb. Присутствуют также единичные плохо сохранившиеся аммониты, видимо относящиеся к роду *Acanthoplites*.

В пределах Туркменской ССР возможно нижеальбский возраст имеют отложения, обнажающиеся в урочище Илангкыр, к северо-западу от Кубатау. Это желто-бурые и темнобурые песчаники с железистыми стяжениями и остатками фауны пластинчатожаберных и гастропод-

Н. П. Лупповым здесь были найдены в 1944 г. тригонии, близкие к видам *Trigonta altiformis* Park. и *Trigonta spinosa* Park.

По всей вероятности, нижнеальбские отложения широко распространены в области низовьев Аму-Дарьи, в пограничных участках Туркменской и Узбекской ССР, но погребены здесь под более молодыми осадками. Они, вероятно, или лежат трансгрессивно на палеозое, или подстилаются более древними отложениями нижнего мела в прибрежно-морских или континентально-лагунных фациях.

Более полный разрез нижнего мела можно предполагать в районе Питнякских антиклинальных складок, где в 1951—1952 гг. бурением вскрыта под верхнемеловыми отложениями мощная песчано-глинистая толща, включающая, по видимому, как нижнемеловые, так и юрские отложения. Стратиграфия этой толщи еще не изучена и границы нижнемеловых отложений как с верхнемеловыми, так и с юрскими не установлены. Не выяснено также, какая часть этой толщи имеет морское, а какая — континентальное происхождение. Краткая характеристика этих отложений приведена в разделе «Верхний мел».

Гаурдак-Кугитангский район

В Гаурдак-Кугитангском районе нижнемеловые отложения представлены полным разрезом. Они согласно залегают на отложениях юрской системы и в свою очередь согласно покрываются отложениями верхнего отдела меловой системы. Нижнемеловые отложения окаймляют с запада и северо-запада хребет Кугитангтау, присутствуют на обоих крыльях Гаурдакской антиклинали и почти целиком слагают мелкие антиклинальные складки, расположенные между горой Гаурдак, южным окончанием Кугитангтау и берегом Аму-Дарьи. Хорошая обнаженность нижнемеловых отложений в этом районе позволяет детально изучать разрезы, отчетливо показывающие последовательность напластования.

Первые сведения о нижнемеловых отложениях юго-западных отрогов Гиссарского хребта, куда входит и Гаурдак-Кугитангский район, имеются в работе С. Н. Михайловского (1914) и в кратком отчете А. Д. Архангельского (1917). Неправильную схему стратиграфии отложений рассматриваемого района дал А. В. Данов (1928), отнесший почти всю толщу нижнемеловых пород к верхнему мелу. Несколько аммонитов из сборов А. В. Данова описаны Н. С. Кулжинской-Воронец (1930).

В период 1929—1935 гг. нижнемеловые отложения района в той или иной степени затрагивались исследованиями В. Е. Руженцева (1931, 1932), Н. П. Хераскова (1932, 1934), П. П. Чуенко (1931, 1937), В. П. Мирошниченко (1933а), Б. М. Гиммельфарба (1932, 1934), А. В. Пейве (1933, 1934) и В. А. Вахрамеева (1932; Вахрамеев и Пейве, 1933). Наибольшее значение имели исследования Н. П. Хераскова (1934), расчленившего нижнемеловые отложения на ряд свит, которым даны местные географические названия. Уточнение этой схемы с обоснованием возраста некоторых свит было произведено В. А. Вахрамеевым, А. В. Пейве и Н. П. Херасковым (1936). Общая характеристика отложений имеется в опубликованной в изданиях Таджикско-Памирской экспедиции сводной работе (Борнеман, Губин, Домарев и др., 1936), а также работах Н. П. Луппова (1938) и Б. А. Борнемана (1940).

Новые данные по стратиграфии нижнемеловых отложений района получены при детальной геологической съемке отдельных участков, про-

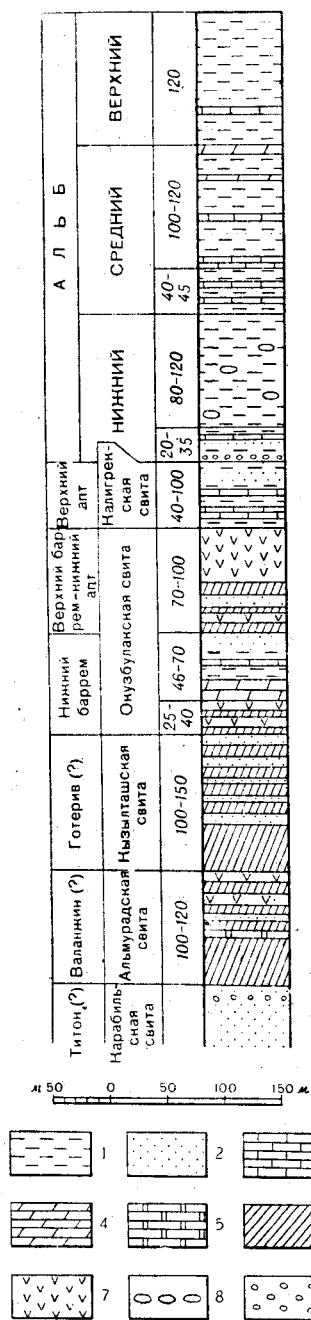


Рис. 22. Разрез нижнего мела в Гаурдак-Кугитангском районе
 1—глины; 2—песчаники; 3—известняки;
 4—мергели; 5—доломиты; 6—красноцветные глины и аргиллиты; 7—гипсы; 8—конкреции; 9—конгломераты

изводившейся в 1941 г. под руководством А. В. Данова и Н. П. Луппова.

В последние годы стратиграфия нижнего мела юго-западных отрогов Гиссарского хребта, и в частности Гаурдак-Кугитангского района, детально изучалась С. Н. Симаковым, Н. П. Лупповым и Н. Н. Бобковой, а некоторые дополнительные данные по разрезу Гаурдака получены при геолого-разведочных работах на калийные соли, проводившихся Туркменским и Узбекским геологическим управлениями.

Характерными особенностями нижнемеловых отложений Гаурдак-Кугитангского района, отличающими их от одновременных им отложений других районов Туркмении, являются значительное развитие осадков лагунно-континентального происхождения, а также своеобразие морских осадков, заключающих в себе специфические комплексы ископаемой фауны. Эти особенности побудили работавших здесь геологов составить местную схему стратиграфии, основанную главным образом на литологических признаках. Однако к настоящему времени накопился большой материал, дающий возможность, хотя и не для всех частей разреза с достаточной уверенностью, установить возраст выделяемых свит применительно к общепринятой шкале.

Нижнемеловые отложения района отчетливо разделяются на три части: нижнюю (валанжин — готерив), имеющую лагунно-континентальное происхождение, среднюю (баррем — апт), представленную частью лагунными, частью морскими осадками, и верхнюю (альб), состоящую целиком из осадков морского происхождения (рис. 24).

Нижней границей мела в данном районе обычно считается кровля соляно-гипсовой толщи (гаурдакской свиты), лежащей на верхнеюрских известняках. Однако некоторыми геологами высказывалось предположение, что образование залегающих на гипсах красноцветных пород началось еще в конце юрского периода. Накопившиеся к настоящему времени данные позволяют с большой долей вероятности относить к верхней юре (титонскому ярусу) нижнюю часть красноцветных отложений, выделенную Н. П. Херасковым под названием карабильской свиты. Эта свита представлена вишнево-красными и бордово-красными глини-

стыми породами (глины, аргиллиты) и песчаниками общей мощностью 200—250 м. Редкие находки остатков пресноводных животных (*Unionidae*, *Estheria*) указывают на континентальное происхождение свиты. Не исключена, впрочем, возможность, что ее верхние горизонты имеют нижнемеловой возраст и относятся к нижней части валанжинского яруса.

Валанжин ? (альмурадская свита Хераскова, свита «b» Симакова). Залегающие на слоях карабельской свиты отложения представлены главным образом глинисто-алевритовыми породами. Они окрашены в оранжево-красный цвет, частично огипсованы и чередуются с пластами гипса мощностью от десятков сантиметров до 4—5 м. Местами присутствуют также пласты слабых песчаников. Характерная особенность свиты — присутствие пласта белого доломита мощностью от 2 до 5 м, разделяющего ее на две почти равные части. К этому пласту приурочены выделения медной зелени (первый меденосный горизонт), а также плохо сохранившиеся остатки морских животных. Здесь присутствуют ядра тригоний типа *Trigonia caudata* Ag. и других пластинчатожаберных и отпечатки брюхоногих из семейства *Nerineidae*, а также своеобразные грибовидные и лепешковидные тела с ячеистой структурой, повидимому представляющие собой перекристаллизованные остатки кораллов группы *Tabulata*. Общая мощность свиты достигает 100—120 м.

Наличие гипсов и пласта доломита с морской фауной показывает, что данная свита отложилась в результате вторжения в район юго-западных отрогов Гиссарского хребта морских вод. Здесь, очевидно, возникла лагуна, связь которой с открытым морем, хотя и была весьма ограничена, все же дала возможность проникнуть в нее некоторым морским животным.

Предположение о валанжинском возрасте альмурадской свиты основывается на палеогеографических сопоставлениях (наличие валанжинской трансгрессии в Закаспии и на Кавказе) и на составе фауны, в которой вместе с тригониями явно мелового возраста присутствуют *Nerineidae*, широко распространенные в южных районах СССР в верхнеюрских и валанжинских отложениях и значительно реже встречающиеся в более молодых (чем валанжинский ярус) отложениях меловой системы.

Готерив ? (кызылташская свита Хераскова, свита «с» Симакова). Отложения, составляющие кызылташскую свиту, отличаются от альмурадской свиты отсутствием гипсов (кроме тонких прослоек) и карбонатных пород. Свита представлена красноцветными глинисто-алевритовыми породами и песчаниками. Первые составляют почти целиком нижнюю часть разреза, вторые развиты в верхней его части. Песчаники слабо развиты в районе Гаурдака и более широко к востоку и югу от него (Кугигангтау, Каттаур, Альмурад). К отложениям этой свиты приурочен второй медистый горизонт, выраженный сланцеватыми аргиллитами с налетами медной зелени. Нижняя граница свиты весьма неотчетлива и обычно проводится по кровле верхнего пласта гипса. Остатков фауны свита не содержит. Мощность ее 100—150 м.

Рассматриваемые отложения, очевидно, образовались в условиях регрессии моря, в результате которой лагуны обмелели, потеряли связь с открытым морем и частично, вероятно, высохли.

Предполагаемый готеривский возраст свиты основывается на ее стратиграфическом положении между слоями валанжинского (?) и барремского возраста.

Нижний баррем (нижняя часть окузбулакской свиты Хераскова, свита «d» Симакова). Окузбулакская свита начинается лагунными осадками. Это красно-бурые гипсоносные аргиллиты, чередующиеся с пластами гипсов мощностью до 6 м и с пластами серых и красноватых, частично огипсованных песчаников мощностью до 2 м. Фауна отсутствует. К этой пачке приурочен третий медоносный горизонт. Общая мощность лагунных осадков колеблется в пределах 25—40 м.

Выше следуют морские осадки. Они выражены голубовато-серыми мергелями, сменяющимися кверху различно окрашенными мергелистыми глинами, которые чередуются с пластами серых и красноватых листоватых песчаников. В мергелях и глинах присутствуют пласты известняка или рыхлого ракушняка мощностью от 0,05 до 1,25 м, обычно переполненного остатками фауны. Общая мощность меняется в пределах 45—70 м.

Фауна обильна и разнообразна. Преобладают мелкие устрицы: *Exogyra tuberculifera* Koch et Dunk., *E. turkmenica* Lурроу, *Ostrea eos* Соq., *O. cornuelts* Соq.; встречаются другие пластинчатожаберные (*Cucullaea cornueliana* Orb., *Grammatodon cf. securis* Leуm., *Pholadomya cornueliana* Orb. и др.), брюхоногие и единичные экземпляры аммонитов (*Pseudothurmannia*) и морских ежей.

Рассматриваемые отложения образовались в условиях нового проникновения морских вод в область юго-западных отрогов Гиссарского хребта. В начальные моменты морской ингрессии в пределах района существовали лагуны. Во время наибольшего продвижения моря здесь и в прилегающих районах Узбекской ССР образовался мелководный залив, имевший сообщение с открытым морем.

Состав фауны пластинчатожаберных, обнаруживающий сходные черты с фауной западных районов Туркмении, и присутствие аммонитов рода *Pseudothurmannia* определяют нижнебарремский возраст этих отложений. Это подтверждается и палеографическими данными, а именно наличием нижнебарремской трансгрессии в Туаркыре и Куба-Даге, где накопление континентальных и лагунных осадков готеривского яруса сменилось в начале барремского века накоплением морских осадков. С известной долей вероятности можно отнести к баррему и нижнюю лагунную пачку, соответствующую по времени начальной стадии морской ингрессии.

Верхний баррем — нижний апт (верхняя часть окузбулакской свиты Хераскова, свита «e» Симакова). Выше морских нижнебарремских отложений вновь залегают лагунные отложения. Они представлены внизу красно-бурыми аргиллитами, чередующимися с серыми и красно-бурыми песчаниками мощностью до 8—10 м и с пластами гипса мощностью до 1 м, а выше — главным образом белыми и розовыми гипсами с подчиненными им пластами аргиллитов и песчаников. Общая мощность толщи 70—100 м. Фауна отсутствует. Возраст толщи определяется ее стратиграфическим положением между морскими отложениями нижнего баррема и верхнего апта.

Верхний апт (калигрекская свита Хераскова, свита «f» Симакова). Отложения, составляющие калигрекскую свиту, представлены чередованием темнубурых или почти черных плитчатых оолитово-органогенно-обломочных известняков, серых и зеленых, частично известковистых глин и серых и желтовато-бурых, содержащих глауконит мелкозернистых песчаников. В нижней части разреза развиты главным образом известняки и глины. В верхней части известняки отсутствуют и значительное разви-

тие приобретают песчаники. На северо-востоке (Кугитангтау) в средней части разреза появляется пачка красноцветных пород — песчаников, глин и алевролитов. Общая мощность свиты колеблется в широких пределах, от 40 до 100 м.

Остатки фауны многочисленны, но в большей части представлены экземплярами неудовлетворительной сохранности. Здесь присутствуют крупные устрицы из групп *Exogyra latissima* Lam. и *Liotstrea leymeriti* Desh., тригонии, близкие к видам *Trigonia ornata* Orb. и *T. spinosa* Park., а также *Cucullaea*, *Cyprina*, *Panopaea*, *Perna* и другие пластинчатожаберные, брюхоногие, брахиоподы, кораллы и мшанки. Единственный аммонит¹, найденный в 1941 г. А. В. Дановым, относится к верхнеаптскому виду *Parahoplites melchioris* Anth.

Рассматриваемая свита образовалась в результате нового проникновения в район морских вод. На площади района данная свита представлена осадками морского происхождения, но появление в разрезе Кугитангтау пачки красноцветных пород указывает на начинающееся на северо-востоке замещение морских осадков лагунно-континентальными. Далее к востоку и северо-востоку, за границей Туркменской ССР, морские осадки постепенно целиком замещаются красноцветной толщей.

Присутствие руководящего аммонита устанавливает верхнеаптский возраст свиты, что подтверждается и ее стратиграфическим положением ниже отложений нижнего альба.

Нижний альб (нижняя часть аулатской свиты Хераскова, свиты «g» и «h» Симакова). Отложения нижнего альба залегают с признаками размыва на слоях верхнего апта. Они представлены целиком морскими осадками и содержат многочисленные и хорошо сохранившиеся остатки морской фауны.

Нижний альб начинается пачкой массивных или косослоистых светлых желтовато-серых песчаников, нередко содержащих кварцевые и кремневые гальки. В разрезе Гаурдака песчаники обогащаются гальками и переходят в мелкогалечный конгломерат. Мощность базальных песчаников и конгломератов колеблется в пределах от 2—3 до 10—12 м. Выше залегают пачка чередующихся глин, песчаников и песчаных известняков, содержащих многочисленные остатки фауны. Общая мощность этих отложений, включая и базальные песчаники, изменяется в пределах от 20 до 35 м.

Из фауны в этих отложениях наиболее многочисленны пластинчатожаберные, переполняющие отдельные пласты; часто встречаются также аммониты. Отсюда известны *Acanthoplites bigoureti* Seun., *A. aschil-taensis* Anth. var. *angulata* Lurrov, A. sp. n., близкий к *A. nolani* Seun. и другие аммониты этого рода, а из пластинчатожаберных *Cucullaea glabra* Park., *Trigonia altiformis* Park., *T. ex gr. spinosa* Park., *Cyprimeria parva* Sow., *Panopaea plicata* Sow., *Exogyra ex gr. latissima* Lam. и многие другие. Эти отложения соответствуют зоне *Acanthoplites nolani*.

Более высокая часть разреза нижнего альба выражена однородной толщей темных зеленовато-серых или почти черных известковистых глин с мергельными и сидеритовыми конкрециями. Мощность этой толщи колеблется в пределах от 80 до 120 м.

¹ Ранее указывавшийся из района *Parahoplites aff. campichei* Pict. et Ren. (Кулжинская-Воронец, 1930) происходит не из этой толщи, а из вышележащих отложений. Этот аммонит в действительности относится не к роду *Parahoplites*, а к роду *Acanthoplites*.

Нижняя часть глинистой толщи (не выше 30 м от ее основания) содержит раковины аммонитов из группы *Acanthoplites* (*Hypacanthoplites*) *jacobi* Collet, в том числе *Ac. (Hyp.) cf. jacobi* Collet, *Ac. (Hyp.) elegans* Fritel и др. Эти аммониты указывают на вторую зону нижнего альба — зону *Acanthoplites jacobi*.

Более высокая часть разреза глинистой толщи почти совершенно лишена фаунистических остатков. По своему положению она может быть сопоставлена с верхней частью нижнего альба — зоной *Leymeriella tardefurcata*.

Средний альб (верхняя часть аулатской свиты Хераскова, свиты «i» и «j» Симакова). Разрез среднего альба начинается глинами, аналогичными нижележащим, но содержащими несколько маломощных (0,25—0,50 м) пластов известняка, переполненного остатками моллюсков. Общая мощность этих отложений 40—45 м.

Из фауны особенно многочисленны мелкие экзогирры типа *Exogyra arduennensis* Orb. и мелкие *Turritella*. Часто встречаются также *Nucula* ex gr. *pectinata* Sow., *Grammatodon carinatus* Sow., *Trigonia* ex gr. *spinosa* Park, тригонии, близкие к *T. daedalea* Park, и другие пластинчатожаберные. Из аммонитов здесь встречаются *Cleoniceras kugitangense* Lurrov и *Cleoniceras mangyshlakense* Lurrov. Среднеальбский возраст этих отложений устанавливается присутствием аммонитов рода *Cleoniceras*, который характерен для нижней части среднего альба Закаспия.

Выше залегает толща чередующихся глин, известняков, ракушняка и песчаников, в нижней части которой выделяется восьмиметровая пачка экзогировых ракушников, а в верхней — характерный горизонт голубовато-серых мергелей. Выше этих мергелей наблюдаются прослои красных глин, по которым некоторые геологи (Вахрамеев, Пейве и Херасков, 1936) проводят верхнюю границу альбского яруса. Общая мощность толщи достигает 100—120 м.

Наиболее характерным элементом фауны этой толщи являются раковины экзогир, переполняющие отдельные пласты. Среди них присутствуют формы, близкие к видам *Exogyra conica* Sow. и *E. halliotidea* Sow., которые дали основание некоторым исследователям (С. Н. Михайловский, С. Н. Симаков) относить эту толщу к сеноманскому ярусу. Кроме них, здесь встречаются *Astarte simakovi* L. Rom., *Cyprina*, *Lima*, *Netheia* и другие пластинчатожаберные, а также брюхоногие (*Turritella*), морские ежи и мшанки. Состав фауны детально еще не изучен. Единственный остаток аммонита, найденный С. Н. Симаковым в мергелях к востоку от Кугитангтау, в пределах Узбекской ССР, относится к группе *Hoplites dentatus* Sow.

Находка этого аммонита, а также залегание толщи между слоями с *Cleoniceras* и слоями с верхнеальбскими *Anahoplites* дают основание относить эту толщу к среднему альбу, несмотря на то что встречающиеся в ней устрицы имеют сеноманский облик.

Верхний альб («нижняя часть сеномана» по Хераскову, нижняя часть свиты «к» Симакова). Отложения, отнесенные в данной работе к верхнему альбу, до сих пор почти всеми исследователями включались в сеноманский ярус. Верхнеальбские отложения представлены толщей темных глин, которым подчинены редкие маломощные прослои ракушняка. Общая мощность толщи превышает 120 м.

Из фауны здесь встречаются пластинчатожаберные, в значительной степени представленные новыми видами. Особенно разнообразны триго-

нии, среди которых присутствуют *Trigonia kugitangensis* L. Rom и несколько видов из групп *Trigonia spinosa* Park и *Tr. aliformis* Park. Верхнеальбский возраст этой толщи устанавливается присутствием аммонитов рода *Anahoplites*, а именно *Anahoplites michalskii* Semen. и близких к нему форм¹. Обычно эти аммониты встречаются в виде редких обломков. Лишь в районе ущелья Ак-Капчигай, к востоку от Байсуна, на территории Узбекской ССР, они встречаются чаще и представлены экземплярами более полной сохранности (сборы Н. П. Лупова, 1950 г. и Т. Я. Бронштейн, 1951 г.).

Общая характеристика нижнего мела

Из изложенных данных можно видеть, что на площади Туркменской ССР в нижнемеловую эпоху имели место разнообразные условия седиментации, сменявшие друг друга во времени и пространстве.

Преобладающую роль играют осадки морского происхождения, содержащие обильные и разнообразные остатки морской фауны. Отчетливо выделяются две основные группы фаций: а) терригенные, представленные песчано-глинистыми породами в различных соотношениях, и б) карбонатные, выраженные различными типами известняков или мергелями.

Наряду с морскими осадками в отдельных районах присутствуют также осадки континентального и лагунного происхождения. Для них характерны лишенные органических остатков красноцветные глины и песчаники, а также гипсы и доломиты. Эти осадки в целом свидетельствуют о сухом климате, резко отличном от климата ниже- и среднеюрского времени, когда на рассматриваемой территории происходили процессы углеобразования.

Среди нижнемеловых отложений Туркмении можно различать три основных типа разреза. Первый тип, развитый в Копет-Даге и обоих Балханах, характеризуется наибольшей мощностью осадков (до 2500—3000 м в Копет-Даге), исключительным развитием морских фаций и известняковым характером неоконских отложений.

Второй тип, свойственный Туаркырскому району, отличается меньшей мощностью осадков (не более 600 м), отсутствием в неоконе известняков и появлением в низах разреза лагунно-континентальных фаций. Промежуточным между этими двумя типами является разрез Куба-Дага, где мощности осадков более значительны, чем в Туаркыре, а в неоконе наряду с гипсами и красноцветными песчаниками и глинами присутствуют также карбонатные породы.

Для третьего типа, развитого в Гаурдак-Кугитангском районе, характерно при относительно большой общей мощности осадков (800—1000 м) преобладание лагунных и континентальных фаций в неоконе и в начале апта. Можно также предполагать наличие особого типа разреза на северо-восточной окраине Туркменской ССР, где, по всей вероятности, мощность осадков небольшая, неокон и апт в значительной степени, а может быть и целиком, выпадают из разреза и нижний альб, по крайней мере местами, ложится трансгрессивно прямо на палеозой.

Отмеченные особенности строения нижнемеловых отложений в раз-

¹ Указание в работе В. А. Вахрамеева, А. В. Пейве и Н. П. Хераскова (1936) на приуроченность вида *Anahoplites michalskii* Semen. не к этой толще, а к нижележащим отложениям, снесенным в данной работе к среднему альбу, противоречит данным других геологов и, очевидно, ошибочно.

личных районах показывают, что в нижнемеловую эпоху на площади Туркмении происходили значительные изменения в очертаниях морского бассейна. В течение всего нижнемелового времени морской режим существовал непрерывно лишь в южной полосе Туркменской ССР и в прилегающей к ней части Ирана. Располагавшееся здесь море являлось преемником верхнеюрского морского бассейна, но несколько расширило свои пределы в самом начале мелового времени, затопив некоторые участки, приподнятые при дислокационных процессах в конце юрского периода.

К северу от указанной полосы в начале мелового периода располагалась суша, частью бывшая ареной аккумуляции континентальных образований, частью, вероятно, представлявшая собой область сноса. В промежуточных участках между морем и сушей возникали морские заливы и лагуны, иногда глубоко проникавшие в глубь суши и быстро менявшие свои очертания.

В течение нижнемелового времени происходило постепенное погружение суши под уровень морского бассейна. В барремское время море покрыло площадь Краснодарского полуострова и Туаркыра. В нижнеаптское время оно проникало далее к северу и в результате возникло широкое сообщение его с морем, покрывавшим Мангышлак и более северные районы. В верхнеаптское время море вновь покрыло Гаурдак-Кугитангский район. Наконец, повидимому, в нижнеальбское время оно проникло до северо-восточной окраины Туркмении и, таким образом, распространилось на всю площадь страны.

Некоторое сокращение размеров морского бассейна имело место в самом конце нижнемеловой эпохи, когда северо-восточная окраина Туркмении, подобно лежащей далее к востоку территории Кызылкумов, повидимому, была временно покинута морем.

Распределение мощностей нижнемеловых отложений на площади показывает, что территория Туркменской ССР в нижнемеловое время не представляла собой единого целого в геотектоническом отношении (рис. 23).

В течение всего нижнемелового времени существовала область геосинклинального прогиба, располагавшегося вдоль южной окраины страны и в сопредельной части Ирана, на месте Копетдагских горных сооружений. В этой Копетдагской геосинклинали происходило непрерывное накопление морских осадков с суммарной мощностью в ее центральной части до 2500—3000 м. Северная граница геосинклинали на западе проходила непосредственно к северу от Большого Балхана; восточнее она протягивалась севернее Копет-Дага, на площади Низменных Каракумов.

Эта геосинклинали являлась непосредственным продолжением Кавказской геосинклинали, но отличалась от нее большей однородностью геотектонических процессов, что сказалось на образовании единого типа осадков и более или менее равномерном распределении их на площади. Однако и здесь на общем фоне прогиба выделились участки менее значительных погружений, где мощности осадков, по крайней мере во второй половине нижнемелового времени, были менее значительны. Такими участками являлись районы Малого Балхана на северо-западе и Бадхыза на юго-востоке.

К северу от Копетдагской геосинклинали располагался более стабильный («платформенный») участок земной коры, где происходило накопление осадков значительно меньшей мощности, процесс осадконакопления шел с перерывами и морские осадки сменялись местами лагун-

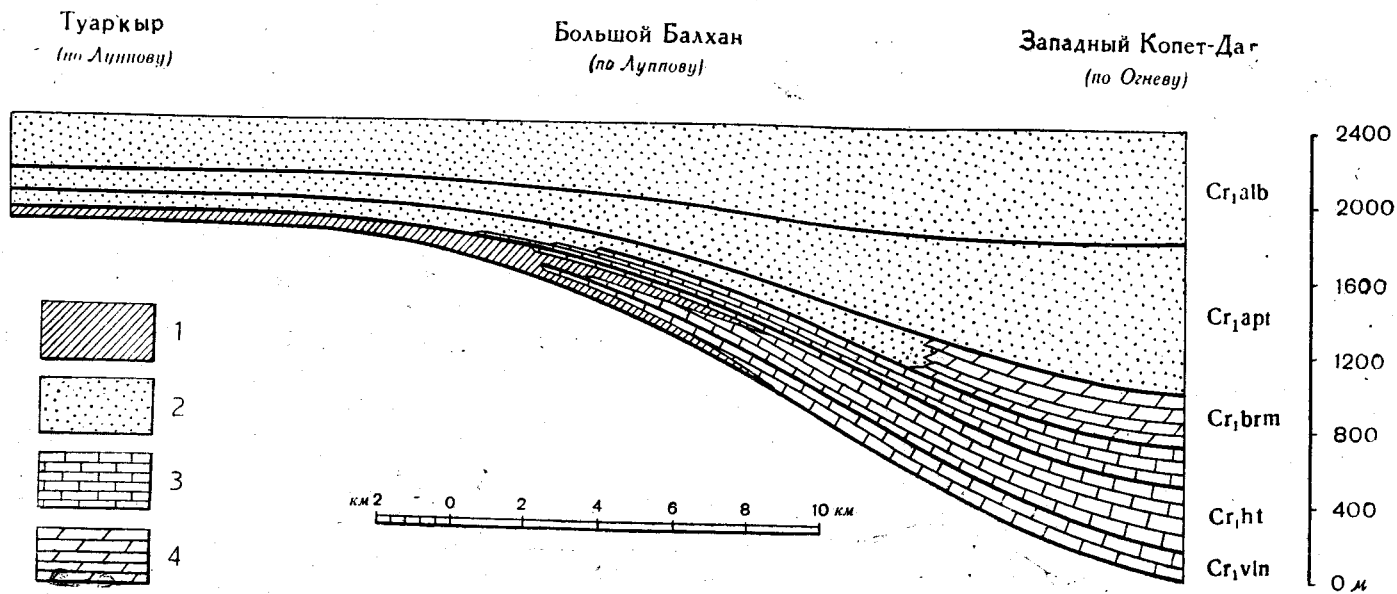


Рис. 23. Схема изменения мощностей нижнемеловых отложений от Туаркыра до Копет-Дага
 1—красноцветная толща; 2—морские терригенные отложения; 3—известняки; 4—мергели

ными и континентальными. Этот участок подвергался колебательным движениям с общей тенденцией к опусканию, которое, начавшись в прилегающих к геосинклинали районах, постепенно распространялось на более удаленные районы. В результате наибольшие мощности осадков и наиболее полный разрез их наблюдаются на юго-западе, на Красноводском полуострове и в Туаркырском районе (до 600 м), тогда как у северо-восточной границы Туркмении, в Султануиз-Даге, нижние горизонты выпадают из разреза и мощность нижнего мела не достигает сотни метров.

Своеобразным в геотектоническом отношении участком являлся Гаурдак-Кугитангский район, представляющий собой крайнюю юго-западную окраину так называемой Таджикской депрессии. Здесь в течение нижнемелового времени происходило непрерывное накопление континентально-лагунных и морских осадков с суммарной мощностью до 800—1000 м. Здесь, как и в более восточных частях депрессии, в нижнемеловое время, очевидно, располагался участок прогиба земной коры, который на юго-западе был связан с Копетдагской геосинклиналью, но отличался от последней менее значительными погружениями, что обусловило меньшие мощности накапливавшихся осадков и значительное развитие среди последних континентально-лагунных фаций.

В истории нижнемелового моря, покрывавшего площадь Туркменской ССР, отчетливо выделяются два различных по условиям седиментации этапа. Первый этап, соответствовавший неокомскому времени, характеризовался образованием на значительной площади карбонатных осадков. Второй этап, соответствовавший аптскому и альбскому векам, характеризовался повсеместным образованием осадков терригенного происхождения. Осадки, накопившиеся в течение этих двух этапов, различаются между собой не только по литологическим особенностям горных пород, но и по приуроченным к ним комплексам фауны. Все это свидетельствует о крупных изменениях физико-географических условий в морском бассейне, имевших место в середине нижнемеловой эпохи. В первой половине эпохи поступление в бассейн кластического материала было незначительным, разнос его весьма слабым, и уже в недалеком расстоянии от берега (например, в Большом Балхане) могли отлагаться карбонатные породы со свойственными им ассоциациями донной фауны, среди которой крупную роль играют морские ежи, кораллы, брахиоподы и специфические группы моллюсков.

Во второй половине эпохи усиленное поступление кластического материала и его разнос по площади бассейна обусловили широкое площадное распространение песчано-глинистых осадков, характеризующихся иными ассоциациями морской фауны. Последняя состояла главным образом из моллюсков, среди которых значительная роль принадлежала аммонитам.

Обилие и разнообразие фаунистических остатков в морских нижнемеловых отложениях Туркменской ССР свидетельствуют о наличии здесь в то время физико-географических условий, благоприятствовавших процветанию органической жизни. Нижнемеловая фауна состоит в основном из двух составных частей, соотношение между которыми изменялось на протяжении нижнемеловой эпохи.

Первая часть нижнемеловой фауны представлена стенотермными группами животных, свойственными преимущественно или исключительно теплым морям приэкваториального пояса (Тетис) и не встречающимися или редкими в более северных морях. Этот комплекс отчетливо

выражен в неокомских отложениях и слабее в отложениях аптского и альбского ярусов. Преобладающее развитие в нем имеют бентонные организмы, распространенные в мелководных известняковых фациях Тетиса (ургонский тип): пахиодонтные пластинчатожаберные (рудисты), некоторые гастроподы (особенно *Nerineidae*), кораллы, орбитолины, разнообразные морские ежи и брахиоподы и др., которые в целом образуют характерную фаунистическую ассоциацию неокомских известняковых толщ Копет-Дага и обоих Балханов.

Следует отметить, что в Туркмении рудисты не играют той основной породобразующей роли, которая свойственна им в типичной ургонской фации Западной Европы, а составляет лишь относительно небольшой процент в общем комплексе фауны неокомских известняков. Отдельные представители этого фаунистического комплекса не ограничиваются в своем распространении известняковой фацией, а присутствуют и в отложениях терригенных фаций (например, в барреме Туаркыра или в нижнем апте Большого Балхана и Копет-Дага), где преобладающими являются другие группы животного мира.

Значительно меньше распространены в Туркмении специфические для Тетиса группы головоногих. В неокомских известняковых фациях Копет-Дага и Большого Балхана и неокомских песчано-глинистых фациях Краснодарского полуострова и Туаркыра они встречаются спорадически в виде единичных представителей родов *Neocomites*, *Leopoldia*, *Lytoceras*, *Pseudothurmannia*, *Matheronites* и *Colchidites*. Более многочисленны аммониты в верхнебарремской мергельной толще Копет-Дага, где нередки остатки *Heteroceras*, *Colchidites* и группы *Deshayesites* (?) *borowae-beskidensis*. Довольно многочисленные представители семейств *Phylloceratidae* и *Lytoceratidae* встречаются в некоторых горизонтах апта и альба западной части Копетдагской геосинклинали. Однако, в отличие от типичных районов Тетиса, они играют здесь второстепенную роль в общем комплексе аммонитовой фауны, а в более восточных районах Копет-Дага, так же как в районе Туаркыра, находки их указывают лишь в единичных случаях.

Другая часть нижнемеловой фауны Туркмении, слабее выраженная в неокомских отложениях, но составляющая основу комплекса аптского и альбского ярусов, представлена эвритермными группами животных. Последние составляют главный элемент фауны морей, протягивавшихся к северу от Тетиса, и в частности особенно распространенной в Средней Европе, а у нас на Северном Кавказе и на Мангышлаке. Эти группы животных были развиты и в центральных частях Тетиса, но там они находились в ассоциации с типичными средиземноморскими формами. Среди этой части фауны в нижнемеловых отложениях Туркмении наиболее характерны два элемента, распространение которых зависит, по видимому, от глубины тех или иных участков нижнемелового моря.

Первый элемент представлен крупными толстостворчатыми пластинчатожаберными и другими формами, приспособленными к жизни в условиях постоянных движений морской воды. Особенно характерны представители родов *Cucullaea*, *Trigonia*, *Astarte*, *Cyprina*, *Sphaera*, *Ptychomya*, *Panopaea*, *Gervillia*, *Perna*, *Exogyra* и некоторые другие, свойственные преимущественно мелководным пелециподовым фациям, развитым по окраинам туркменского нижнемелового бассейна, а временами и в его центральных участках.

Наиболее развиты они в терригенных осадках баррема Большого Балхана и Туаркыра, в средних горизонтах апта Копет-Дага и Туар-

кыра, в верхнем апте и нижних горизонтах альба Гаурдак-Кугитангского района. Вместе с крупными пластинчатожаберными в этих фациях встречаются и другие представители бентонной фауны, часть которых (морские ежи, кораллы, брахиоподы) сближает этот фаунистический комплекс с комплексом осадков известняковых фаций.

Второй элемент эвритермной фауны нижнего мела состоит главным образом из головоногих, среди которых особенно характерны скульптурированные аммониты семейств *Parahoplitidae*, *Hoplitidae*, *Douvilleicerasatidae* и *Dipoloceratidae* и белемниты рода *Neohibolites*, образующие в целом преобладающий элемент цефалоподовой фауны апта и альба. Обычными спутниками их являются также пластинчатожаберные, из которых чаще других встречаются представители родов *Thettronia*, *Aucellina*, *Inoceramus*, некоторые *Trigonia*, а также многочисленные еще мало изученные брюхоногие.

Подобная фаунистическая ассоциация в целом характерна для относительно более глубоководных осадков морского бассейна, покрывавшего территорию Туркменской ССР в аптский и альбский века. Нередко встречаются смешанные комплексы фауны, когда многочисленные головоногие находятся в ассоциации с крупными толстостворчатыми пластинчатожаберными и другими представителями бентонной фауны, характерными для предыдущего типа. Подобное явление имеет место, например, в нижнем апте Куба-Дага и Большого Балхана и в нижних горизонтах альба Гаурдак-Кугитангского района.

В целом нижнемеловая фауна Туркмении имеет большое сходство в первую очередь с нижнемеловой фауной Кавказа, а вместе с последней обнаруживает сходные черты с фауной морей, покрывавших в нижнемеловое время средние и южные области Западной Европы. Это обстоятельство свидетельствует о том, что туркменское нижнемеловое море имело широкое сообщение с западной частью Тетиса, располагавшейся на территории Южной Европы и Северной Африки. Значительное развитие среднеевропейского комплекса фауны, особенно в аптских и альбских отложениях, где он становится преобладающим, показывает, что нижнемеловое море Туркмении не входило в центральную зону Тетиса. Оно представляет собой, подобно морю Северного Кавказа, более мелководный бассейн, располагавшийся к северу от Тетиса, в котором во второй половине нижнемеловой эпохи физико-географические условия были менее благоприятны для развития типичной средиземноморской фауны.

При общем сходстве комплекса нижнемеловой фауны Туркмении с западноевропейской, она отличается и специфическими особенностями, выражающимися в наличии здесь довольно многочисленных местных видов и даже групп, многие из которых встречаются также и на Кавказе.

Несмотря на то, что нижнемеловое море Туркмении располагалось ближе к морскому бассейну Индии, чем западноевропейское, в его отложениях не ощущается сколько-нибудь явно выраженных фаунистических черт, специфичных для индийской зоогеографической провинции. Этот факт (который, впрочем, еще нужно проверить при более детальном сравнительном изучении фауны) позволяет предполагать, что туркменское нижнемеловое море или было совершенно замкнуто на востоке, или имело весьма ограниченную связь с морем Индии, не допускавшую сколько-нибудь заметной миграции фауны.

Наконец, следует отметить почти полное отсутствие в нижнемеловых отложениях Туркмении бореальных элементов; лишь ауцеллы изредка встречаются в валанжине Копет-Дага. В этом отношении туркменское нижнемеловое море сильно отличалось от моря, покрывавшего в это время Мангышлак и Северный Кавказ, где бореальные элементы фауны играли заметную роль.

Полезные ископаемые, связанные с нижнемеловыми отложениями Туркменской ССР, представлены главным образом разнообразными строительными материалами. К ним в первую очередь принадлежат неокомские известняки Копет-Дага и обоих Балханов, а также некоторые разновидности песчаников аптского и альбского ярусов Копет-Дага. В Куба-Даге с неокомскими отложениями связаны высококачественные гипсы и доломиты. Наличие гипсов отмечается также в Гаурдак-Кугитангском районе и в южной части Туаркыра. В Гаурдак-Кугитангском районе с лагунными нижнемеловыми отложениями связаны медистые соединения, практическое значение которых еще не выявлено.

ВЕРХНИЙ МЕЛ

Введение

Отложения верхнего мела распространены на большей части территории Туркменской ССР, однако выходы их на поверхность наблюдаются только на площади около 25 тыс. км², составляющей около 5% всей территории республики.

Выходы верхнего мела приурочены к горным районам Туркменской ССР: Копет-Дагу, Бадхызу, Большому и Малому Балханам, Туаркыру, Гаурдак-Кугитангскому и Питнякскому районам. В равнинных областях, занимающих основную часть территории республики, верхнемеловые отложения почти везде скрыты под мощной толщей третичных и послетретичных образований. Почти повсеместное присутствие здесь верхнего мела предполагается на основании общего изучения геологической структуры и подтверждается немногими обнажениями главным образом в размытых ядрах погребенных антиклинальных структур (на Юго-Восточном Устюрте, в районе Кабаклы, на левом берегу Аму-Дарьи), а также по материалам глубокого бурения в районе Серных бургов (Зеагли) и у ст. Уч-Аджи.

Изученность верхнемеловых отложений почти во всех перечисленных районах примерно одинакова. Толща верхнего мела на основании палеонтологических данных подразделена на сеноман, турон, сенон и датский ярус; местами удается выделить ярусы внутри сенонских отложений, но границы между ярусами еще недостаточно выяснены и нередко проводятся предположительно или условно. Условными в некоторых районах остаются также границы верхнего мела с нижним мелом и палеогеном. Строение верхнемеловых отложений Туркмении представляет особенно большой интерес, так как здесь наблюдается переход от «восточноевропейского» («среднерусского», по А. Д. Архангельскому) типа меловых осадков к «среднеазиатскому». Этот переход выражается в коренном изменении литологического состава осадков и характера фауны всех ярусов верхнего мела. Указанные изменения настолько существенны, что сопоставление разрезов верхнемелового комплекса областей, лежащих к западу и востоку от границ Туркмении, невозможно без знания строения верхнего мела территории этой республики.

Туаркырский район

Верхнемеловые отложения занимают большую площадь в западной части Туаркырского складчатого района. Они целиком слагают здесь Порсокупскую синклинали и западный конец Кемальской антиклинали и образуют кряж Ирсарыбаба на юго-западном крыле Туаркырской антиклинали. На западе они погружаются под третичные отложения Красноводского плато и под уровень залива Кара-Богаз-Гол, на севере уходят под миоцен Устюрта, а на юге и востоке ограничены выходами более древних пород в размытых сводах Туаркырской и Кемальской антиклиналей. В восточной половине района верхнемеловые отложения прослеживаются в обрывах Бегендзааликыр, Коймат-Даг и Беги-Арслан на северо-восточных крыльях Туаркырской и Бейнеуской антиклиналей, погружаясь на юго-востоке, на Узбое, под четвертичный покров Каракумов. Еще восточнее они выходят на поверхность в Кумсебшенской и Гокленкуюсинской впадинах, где ими сложены крылья и частично сводовая часть восточных антиклинальных складок Туаркырской группы.

Широкое распространение верхнемеловых отложений на площади между кряжем Ирсарыбаба и колодцами Гезлиата установил в 1887 г. Н. И. Андрусов (1889). Позднее он же указал на присутствие верхнего мела в Кумсебшенской впадине (1905) и описал верхнемеловой разрез на южном берегу залива Кара-Богаз-Гол (1918). Строение верхнемеловых отложений юго-западной части района уточнено в 1928 и 1930 гг. исследованиями М. Ф. Двали (1932) и Л. А. Никитюк (1932). Более полное освещение отложений на площади всего района дано Н. П. Лупповым (1931, 1932). В 1934 г. эти данные были детализированы исследованиями Н. П. Луппова и Н. К. Трифонова (Трифонов, 1940).

Некоторые новые данные по верхнемеловым отложениям района получены при геологических исследованиях, производившихся в 1950—1951 гг. Туркменским геологическим управлением (В. С. Курбатов, М. П. Сукачева, Л. В. Неронова) и Узбойской экспедицией Всесоюзного аэрогеологического треста (М. И. Соколов, В. Т. Иванов).

В верхнемеловом разрезе рассматриваемого района выделяются нижняя песчаниковая толща, соответствующая сеноманскому ярусу, и верхняя карбонатная толща, представляющая остальную часть верхнемелового разреза. В последней в свою очередь отчетливо различаются нижняя, преимущественно мергельная и отчасти карбонатно-глинистая часть, соответствующая турону и сенону, и верхняя, известняковая часть, представляющая датский ярус (рис. 24).

Сеноман. Отложения сеноманского яруса в Туаркырском районе, как и в Большом Балхане, представлены главным образом песчаными осадками. Это рыхлые, тонкозернистые зеленовато-серые, содержащие глауконит песчаники и пески с прослоями и конкрециями более крепкого известковистого песчаника. Местами в разрезе присутствуют также один или два горизонта серых песчанистых глин, нередко гипсоносных. В толще присутствует непостоянное число (от 1 до 3) фосфоритовых слоев мощностью от 0,10 до 0,40 м, состоящих из фосфоритовых желваков и фосфоритовых ядер моллюсков, включенных в крепкий известковистый песчаник, также нередко пропитанный фосфорнокислой известью. В пределах района наблюдаются незначительные колебания мощности отложений, числа и характера фосфоритовых слоев, пластов крепкого песчаника и рядов конкреций. Общая мощность сеномана в различных районах колеблется в пределах от 50 до 100 м.

Фауна сеноманских отложений довольно разнообразна. Из аммонитов особенно характерны *Schloenbachia varians* Sow., *Sch. coupei* Bronn., *Sch. sharpei* Semen. и другие виды этого рода. Встречаются также *Puzosia planulata* Sow., *Hamites* cf. *simplex* Orb. и представители родов *Placenticeras*, *Acanthoceras* и *Baculites*. Из других групп моллюсков необходимо указать *Actinocamax* cf. *primus* Arkh., *Exogyra conica* Sow., *E. lateralis* Nils., *Inoceramus crippei* Mant., *Aucellina gryphaeoides* Sow., *A.* cf. *krasnopolskii* Pavl., *Trigonia* cf. *chivensis* Arkh. и др. Из фораминифер указывается *Gumbelina senomana* Keller. Комплекс фауны характерен для сеноманского яруса.

Турон и коньяк (?). Туронские отложения в типичных разрезах по литологическим признакам отчетливо разделяются на две части. Нижняя, меньшая по мощности часть представлена плотными белыми или серовато-белыми мергелями или мергелистым известняком, иногда с прослоями известковистых глин. В низах мергели нередко обогащены песчаными зернами и содержат рассеянные фосфоритовые желваки, а в основании, на границе с сеноманскими песчаниками, обычно залегают фосфоритовый слой, резко отделяющий туронские отложения от сеноманских. Мощность мергелей в различных разрезах колеблется в пределах от 7 до 15 м.

Верхняя, более значительная по мощности часть турона представлена известковистыми глинами, нередко гипсоносными, обычно зеленовато-серыми, но иногда приобретающими красную или коричневую окраску. На южном побережье Кара-Богаз-Гола, у Янгысу, среди глин залегают трехметровый пласт серого мергелистого песчаника. Мощность глин в некоторых разрезах достигает 75 м, но обычно меньше. Общая мощность турона колеблется в пределах от 40 до 90 м.

Своеобразный характер туронских отложений констатирован на северо-востоке, у колодцев Казахлы. Здесь глинистая толща отсутствует и к турону с уверенностью может быть отнесен лишь слой песчанистого мергеля с фосфоритами мощностью не более 2 м, содержащий обильную туронскую фауну и залегающий между песчаниками сеномана и мелоподобными мергелями, повидимому относящимися к сенону.

На юго-востоке, в Беги-Арслане, туронские (и, возможно, коньякские) отложения характеризуются, по М. П. Сукачевой, значительным развитием известковистых и глинистых песчаников, которые чередуются с пластами песчанистых глин и плотных мергелей и содержат прослои детритовых песчаников. Преимущественно песчаными осадками туронский ярус выражен, по данным М. И. Соколова, на востоке, в бортах

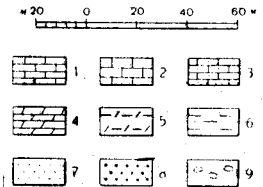
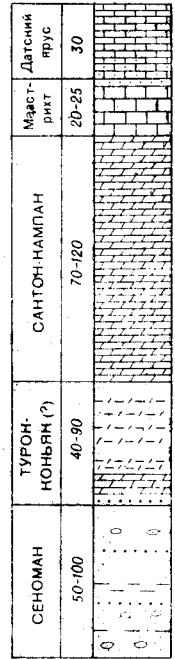


Рис. 24. Разрез верхнего мела Туаркырского района (по Н. К. Трифонову)
1—известняки; 2—белый мел; 3—песчанистые известняки; 4—мергели; 5—известковистые глинны; 6—песчанистые глинны; 7—песчаники; 8—фосфориты; 9—конкреции

впадины Карашор, где мощность туронской песчаной толщи определяется им в 80—90 м.

Из макрофауны в туронских отложениях обычно встречаются лишь обломки устриц и иноцерамов, а фосфоритовый слой содержит неопределимые ядра пластинчатожаберных и гастропод. В некоторых пунктах, однако, встречаются более разнообразные, имеющие удовлетворительную сохранность остатки ископаемых. Состав их, по Н. К. Трифонову (1940), может быть представлен следующим списком: *Baculites* sp., *Nautilus* sp., *Pecten* cf. *dujardini* Roem., *Netthea quinquecostata* Sow., *Spondylus spinosus* Sow., *Inoceramus* cf. *cuvieri* Sow., *Echinocorys* cf. *sphaericus* Schlüt., *Micraster* sp., *Conulus* sp. и др. Наиболее характерны морские ежи и иноцерамы, устанавливающие принадлежность рассматриваемых слоев к туронскому ярусу. Микрофауна туронских отложений почти не изучена. Из нескольких образцов В. Г. Морозовой определен комплекс фораминифер, в котором в качестве наиболее характерных форм указываются *Sptroplectammina praelonga* Reuss и *Anomalina ammonoides* Reuss, распространенные в туронском ярусе.

Коньякский ярус в пределах рассматриваемого района еще не выделен. Некоторые данные позволяют предполагать, что этому ярусу соответствуют верхние горизонты толщи, обычно целиком относимой к турону. Так, в работе Л. А. Никитюк (1932) имеется указание на присутствие иноцерамов, сходных с коньякским видом *Inoceramus involutus* Sow., в известковистых песчаниках мощностью до 8 м, залегающих в кровле туронских отложений. Этот же вид в последнее время определен С. А. Добровым по сборам Д. А. Туголесова из отложений, обнажающихся на Узбое.

Сантон и кампан. Выше туронских отложений в Туаркырском районе залегает мергельная толща, мощность которой колеблется в пределах от 70 до 120 м. Нижняя граница толщи в юго-западной части района, по данным Л. А. Никитюк (1932) и Н. К. Трифонова (1940), очень резкая и несет признаки размыва. В других местах подобное явление не отмечалось, поэтому говорить определенно о повсеместном наличии перерыва в основании мергельной толщи в рассматриваемом районе пока преждевременно.

На юго-западе (Гезлиата, Терсакан) мергельная толща начинается рыхлыми красными мергелями мощностью до 10 м, содержащими пластинки *Marsupites* sp., обломки морских ежей и иноцерамов. Стратиграфическое положение толщи и присутствие *Marsupites*, являющихся характерными ископаемыми сантонского яруса, позволяют отнести красные мергели к сантону. К востоку и северо-востоку красные породы заменяются зеленовато-белыми мергелями, не отличимыми от более высоких горизонтов мергельной толщи, но местами также содержащими пластинки *Marsupites*. Особенно многочисленные таблички *Marsupites* встречаются в сантонских отложениях на Узбое, у колодцев Бургун и Тоголек, где эти отложения представлены зеленоватыми, розовыми и светлосерыми мергелями. Мощность сантонских отложений, повидимому, нигде не превышает 15—20 м.

Остальная часть мергельной толщи мощностью от 60 до 100 м выражена белыми и зеленовато-белыми мелоподобными мергелями, среди которых местами присутствуют пласты мергеля, окрашенные в розовый цвет. Фауна в них довольно обильная и состоит из моллюсков, морских ежей, брахиопод, кораллов и фораминифер. Характерны следующие

формы, указывающие на кампанский ярус: *Belemnitella* cf. *mucronata* Schloth., *Inoceramus balticus* Boehm, *In. regularis* Orb., *Micraster schroederi* Stoll., *Galeola senonensis* Orb., *Echinocorys* ex gr. *ovatus* Leske, *Offaster pilula* Lam., *Terebratulina carnea* Sow., *Terebratulina gracilis* Schloth.

Маастрихт. Отложения маастрихтского яруса в пределах Туаркырского района на значительной площади уничтожены преддатским размывом и сохранились лишь в отдельных участках. Наиболее изучены они в средней части кряжа Ирсарыбаба и по восточному берегу залива Кара-Богаз-Гол (Трифонов, 1940), где состоят из двух частей, различающихся как по литологии, так и по фауне.

Нижняя, бóльшая по мощности часть представлена белым пишущим мелом (мелоподобный известняк, по Н. К. Трифонову), лежащим согласно на кампанских мергелях. Мощность белого мела достигает 20 м. Наиболее характерными элементами его фауны являются развернутые аммониты и морские ежи. Из первых присутствуют *Baculites anceps* Lam., *Scaphites constrictus* Sow. и *Turrilites archiacianus* Orb., определяющие маастрихтский возраст слоев. Из морских ежей преобладают представители рода *Echinocorys* (*E.* ex gr. *ovatus* Leske), которые встречаются в значительно большем количестве, чем в кампанских мергелях. Среди других ископаемых целый ряд форм, как *Gryphaea* (*Pycnodonta*) *vesicularis* Lam., *Inoceramus regularis* Orb., *Neithea striatocostata* Goldf., *Terebratulina carnea* Sow., *Terebratulina gracilis* Schloth., переходит сюда из кампана, но типичные кампанские морские ежи и *Belemnitella* здесь отсутствуют.

Верхняя часть маастрихта представлена серым известковистым песчаником мощностью не более 3 м, который отделяется от белого мела резкой неровной границей и местами содержит обломки меловых пород. Фауна этого слоя существенно отличается от фауны более низких слоев. Здесь совершенно отсутствуют морские ежи рода *Echinocorys* и аммониты, зато весьма многочисленны экзогирры, относящиеся к видам *Echogyra overwegi* Buch и *E. aralensis* Arkh., наряду с которыми присутствуют своеобразные морские ежи *Spatangoides* (*Hemipneustes*) *striatiradiatus* Leske.

Датский ярус. Отложения датского яруса в Туаркырском районе лежат трансгрессивно, подстилаясь маастрихтскими или непосредственно кампанскими отложениями. Они представлены органогенно-обломочными, иногда частично перекристаллизованными известняками нечистого белого или желтоватого цвета. В нижних горизонтах известняки обычно обогащены песчаными зёрнами и местами переходят в известковистые песчаники. Мощность известняков датского яруса обычно составляет 20—30 м. На западе, у Терсакана, она сокращается до 8—10 м (Никитюк, 1932), а на правобережье Узбоя, севернее колодцев Тоголек, до 3 м. Наоборот, в горах Беги-Арслан мощность датского яруса сильно увеличивается и достигает, по М. П. Сукачевой, 90 м. Колебания мощности, по всей вероятности, вызваны предпалеогеновым размывом. На юго-восточном конце впадины Карашор датский ярус отсутствует и палеоген лежит прямо на маастрихте.

Из ископаемых наиболее обильны мшанки и устрицы из группы *Gryphaea* (*Pycnodonta*) *vesicularis* Lam. Местами довольно многочисленны морские ежи *Echinocorys sulcatus* Goldf., *Linthia bajarsensis* Bajar. и *Echinanthus* cf. *artizensis* Cotteau, а также *Nautilus* sp., *Turritella* sp. и некоторые другие.

Помимо руководящего вида *Echinocorys sulcatus* Goldf., устанавливающего датский возраст известняков, характерным видом является *Linthia bajsaerensts* В а j а г., описанная из датского яруса Мангышлака.

Верхнемеловой разрез Туаркырского района близок к верхнемеловому разрезу Мангышлака; от последнего его отличает главным образом слабое развитие пишущего мела, который заменяется мергелями. От разреза Западного Копет-Дага он отличается значительно меньшей мощностью отложений, наличием признаков размыва внутри верхнемеловой серии осадков и некоторыми литологическими особенностями, а именно развитием фосфоритонесных песчаников в сеномане, отсутствием глинистых осадков в сеноне и известняковым характером датского яруса. По составу фауны верхнемеловые отложения Туаркырского района занимают промежуточное положение между мангышлакскими и копетдагскими. От первых их отличает сравнительная редкость форм, характерных для среднерусского верхнего мела (*Exogyra conica* Sow. в сеномане, *Belemnitella* в кампане), а от последних — несколько меньшее разнообразие фауны, особенно аммонитов (в сеномане) и морских ежей (в более высоких слоях).

Большой Балхан и Куба-Даг

В районе Большого Балхана и Куба-Дага верхнемеловые отложения развиты весьма незначительно. Они присутствуют лишь на северных крыльях этих структур. Выходы их на поверхность имеются в трех разобщенных участках: а) в средней части Большебалханской антиклиналы, у пос. Огланлы и в гряде Кошагыр, б) на западном конце ее, к северу и северо-востоку от мыса Иртыкбурун, и в) против восточного конца Куба-Дага, севернее ст. Янгаджа. На остальном протяжении северных крыльев этих структур пласты верхнего мела скрыты под несогласно покрывающими их неогеновыми и четвертичными отложениями.

Присутствие верхнего мела у Огланлы и в Кошагыре впервые установил в 1924 г. П. М. Васильевский, указавший наличие здесь сеноманских и сенонских отложений (1926, 1932); позднее они изучались А. В. Дановым. В районе Иртыкбуруна верхнемеловые отложения обнаружены в 1930 г. Л. А. Никитюк (1932), а в районе Куба-Дага в 1934 г. М. Б. Григоровичем. Более полные данные об этих отложениях получены при исследованиях, производившихся в 1937 и 1943 гг. под руководством Н. П. Луппова. В стратиграфическом и палеонтологическом отношении верхнемеловые отложения рассматриваемых районов изучены весьма слабо; наиболее полные данные имеются для разрезов у Огланлы и в гряде Кошагыр.

Сеноман. В районе Большого Балхана сеноманский ярус представлен толщей рыхлых серо-зеленых, содержащих глауконит мелкозернистых песчаников с прослоями более крепкого известковистого песчаника и известково-песчаными конкрециями. Литологически они очень сходны с подстилающими их песчаниками альба, отличаясь более зеленым цветом и меньшим размером конкреций, диаметр которых не превышает 0,5 м. Мощность толщи составляет около 150 м. В песчаниках встречаются руководящие виды: *Schloenbachia varians* Sow. var. *intermedia* Sharpe, *Sch. coupei* Brongn. и *Inoceramus etheridgei* Woods, а также развернутые аммониты (*Baculites*) и многочисленные гастроподы, еще не изученные.

Турон. Сеноманские песчаники покрываются пластом песчанистого мергеля мощностью 0,40—0,60 м, часто имеющего пеструю, пятнистую окраску и содержащего многочисленные фосфоритовые желваки. Этот пласт отделяет песчаную толщу сеномана от вышележащей мергельной толщи. Заключенная в нем фауна состоит из морских ежей (*Conulus*), пластинчатожаберных (*Inoceramus*, *Spondylus*) и брахиопод. Видовой состав ее еще не изучен, но по общему облику она очень напоминает фауну туаркырского турона. Стратиграфическое положение этого пласта также подтверждает его туронский возраст.

В районе Куба-Дага сеноманские и туронские отложения палеонтологически не установлены, но присутствие их там несомненно.

Сенон. Выше туронского песчанистого мергеля в районе Большого Балхана залегает мощная однородная толща белых и зеленовато-белых мергелей, местами чередующихся с пластами белого мелоподобного известняка. Нижний горизонт мощностью до 1,5 м выделяется более яркой красной или фиолетовой окраской. В остальном разрезе толщи каких-либо маркирующих горизонтов не наблюдается. Общая мощность толщи составляет около 200 м. Аналогичные отложения развиты и в районе Куба-Дага.

Фауна мергельной толщи состоит из морских ежей (главным образом представителей рода *Echinocorys*), пластинчатожаберных (*Inoceramus*, *Spondylus*, *Neithea*) и брахиопод. Встречаются *Vacuolites* sp. Весьма многочисленны фораминиферы, видовой состав которых и распределение в разрезе не изучены. Из отдельных видов можно указать присутствие *Echinocorys ovatus* Leske, *E. ovatus* Leske var. *pyramidata* Port., *E. limburgicus* Lamb., *E. perconticus* Nag. (Вялов, 1929) и иноцерамов, близких к *Inoceramus balticus* Boehm. Присутствие этих форм указывает на кампанский ярус.

Сопоставление с лучше изученным туаркырским разрезом позволяет предполагать, что в районе Большого Балхана, а также Куба-Дага мергельная толща включает в себя не только кампанский ярус, но и более низкие слои сенона (сантонский ярус). В частности, ярко окрашенный горизонт в основании толщи является, вероятно, аналогом красного горизонта юго-западной части Туаркырского района, лежащего там с признаками размыва на турон-коньякских отложениях. Возможно наличие предсантонского размыва и в районе Большого Балхана.

Маастрихтский ярус в разрезе Большого Балхана, повидимому, отсутствует, и датский ярус лежит непосредственно на кампанских отложениях.

Датский ярус. Верхнемеловой разрез Большого Балхана и Куба-Дага заканчивается мощной толщей белых и желтовато-белых массивных мелоподобных известняков, обычно лишенных слоистости. Известняки имеют органогенно-обломочную структуру и состоят (по данным микроскопического изучения В. А. Сермягина) из органогенного шлама с крупными обломками ископаемых и с небольшой примесью песчаных зерен. Отдельные прослои содержат желваки кремня. Мощность известняковой толщи составляет около 150 м. В обрыве гряды Кошагыр, где можно наблюдать контакт известняков с нижележащими отложениями сенона, на границе между ними наблюдаются признаки размыва, свидетельствующие о перерыве, предшествовавшем отложению осадков датского яруса. Среди фауны известняков преобладают устрицы из группы *Gryphaea* (*Pycnodonta*) *vesicularis* Lam., которые переполняют отдельные прослои. В большом количестве встречаются также характерные

для датского яруса морские ежи *Echinocorys sulcatus* Goldf. Из других ископаемых отметим присутствие некоторых пластинчатожаберных (*Pholadomya*), брахиопод, правильных морских ежей и мшанок, а также литотамний.

В целом верхнемеловой разрез Большого Балхана очень близок к разрезу Туаркырского района, но отличается от последнего большей мощностью осадков сеноманского и датского ярусов.

Западный Копет-Даг

На территории советской части Копет-Дага верхнемеловые отложения наиболее широко распространены в его западной части. Они обнажаются здесь в Сумбарской синклинали, расположенной между вторым и третьим хребтами Копет-Дага, слагают западные окончания этих хребтов и брахиантиклинальные возвышенности Сеиткердери, Сундзо, Тргой, Чаалджа, Эйшем и Куйляр. Далее к северу они протягиваются узкой полосой вдоль южного склона передового хребта Копет-Дага, оконтуривают с юга Кюрен-Даг и Данатинский хребет и слагают хр. Обой, соединяющий между собой оба вышеуказанных хребта. Восточнее верхнемеловые отложения обнажаются на нескольких небольших изолированных участках в северных предгорьях между станциями Бами и Бахарден.

Первые весьма схематичные сведения о меловых отложениях Копет-Дага были даны К. И. Богдановичем (1887а, 1890). К этому же времени относятся статьи Котто (Cotteau, 1889а, б) и Лориоля (Loriol, 1889), содержащие отрывочные данные о верхнемеловых отложениях по р. Сумбару и описание из них нескольких иглокожих. В 1913 г. краткою общую характеристику верхнего мела Западного Копет-Дага дал Н. И. Андрусов (1914). Несколько полнее верхнемеловые отложения были изучены в 1913—1915 гг. А. Д. Нацким (1914, 1915а), который выделил в верхнемеловой толще сеноман, турон, сенон и датский ярус. Некоторые сведения о составе верхнемеловой фауны по сборам Н. И. Андрусова и А. Д. Нацкого приведены в 1916 г. в работе А. Д. Архангельского (1916а). Им же в другой работе описаны две формы иноцерамов из Кюрен-Дага (1916б).

В 1924—1928 гг. И. И. Никшичем (1926в, 1931, 1932), В. Н. Огневым (1933) и В. В. Александровым (1932б) был описан ряд верхнемеловых разрезов в различных местах рассматриваемого района. Последующие исследования В. Н. Огнева (1937), Н. П. Васильковского, М. П. Сукачевой и Г. К. Литвина, производившиеся с 1936 по 1944 гг., полнее осветили характер верхнемеловых отложений на всей площади Западного Копет-Дага. Некоторые новые данные по верхнему мелу были получены при стратиграфических исследованиях В. С. Глазунова и особенно М. М. Москвина. Ряд верхнемеловых морских ежей, иноцерамов и аммонитов из Западного Копет-Дага описан в Атласе руководящих форм ископаемых фаун СССР (1949б).

Отложения верхнего мела в рассматриваемой части Копет-Дага представлены морскими осадками, мощность которых местами достигает 1200 м. По литологическим признакам отчетливо выделяются нижняя часть, соответствующая сеноманскому ярусу, и верхняя часть, охватывающая остальные ярусы верхнего мела (рис. 25).

Сеноман. Сеноманские отложения представлены в Западном Копет-Даге зелеными и зеленовато-серыми темными известковистыми глинами,

алевролитами и песчаниками, содержащими довольно однообразную фауну. Почти на всей хорошо подразделяются на две свиты.

Нижняя свита, составляющая большую часть разреза, сложена преимущественно темнозелеными, местами черными песчанистыми и известковистыми глинами, алевролитами и глинистыми песчаниками с прослоями более плотных известковистых песчаников. Совсем незначительную роль играют прослой известняков и мергелей. Среди фауны наибольшую роль играют аммониты из рода *Schloenbachia*, среди которых чаще всего встречаются *Schloenbachia varians* Sow., *Schl. sharpet* Semen., *Schl. coupei* Bronn., *Schl. tuberculata* Sharpe и др. В более высоких горизонтах присутствуют *Acanthoceras mantelli* Sow., *Ac. meridionale* Stol., *Ac. rotomagense* Deir., *Inoceramus crippi* Mant., *In. etheridgei* Woods, *Pecten orbicularis* Sow., *Thetironia laevigata* Sow. и др.

Верхняя свита состоит в основном из массивных и толстослоистых мелко- и среднезернистых песчаников, переслаивающихся с алевролитами и глинистыми песчаниками. Завершается она пластом (мощностью 0,5—1,5 м) песчаников, отличающихся от нижележащих пород значительно большей известковистостью и плотностью. С подстилающими слоями указанные песчаники связаны постепенными переходами. Из фауны в этой свите присутствуют *Inoceramus crippi* Mant., *In. etheridgei* Woods, *Exogyra conica* Sow., реже встречаются *Schloenbachia* (несколько видов), *Acanthoceras* и др.

На северо-западе, на юго-восточных и южных склонах хребтов Кюрен-Даг, Обой и Даната, сеноманские отложения, сохраняя свои основные черты, отличаются от отложений более восточных разрезов значительно большим относительным содержанием песчаников в нижней свите, что делает ее очень сходной с верхней песчаниковой свитой.

Общая мощность сеноманских отложений на большей части площади колеблется в пределах 480—584 м, и только в наиболее восточных районах, по данным Н. П. Васильковского, она уменьшается до 250 м. На долю верхней свиты в разрезах, где она может быть выделена, приходится около 55—80 м.

Сеноманские отложения Западного Копет-Дага залегают на различных слоях верхнего альба: в Каракалинском и Нухурском районах,

многочисленную, но до площади эти отложения

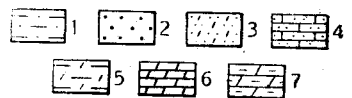
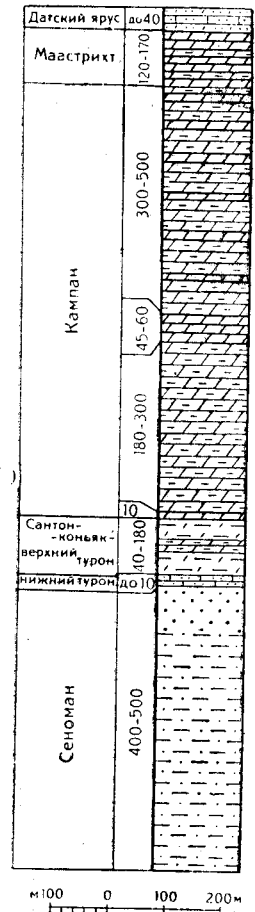


Рис. 25. Разрез верхнего мела Западного Копет-Дага

1—песчаные глины и глинистые песчаники; 2—песчаники; 3—известковистые песчаники; 4—песчаные известняки; 5—известковистые глины; 6—мергели; 7—глинистые мергели

а также в районе хребтов Даната и Обой они подстилаются самым верхним горизонтом альба, содержащим карликовую фауну с аммонитами из рода *Lepthoplites*; к северу, вдоль передового хребта, они лежат на более низком горизонте с *Pervinqueria inflata* Sow.

Выше сеноманских отложений в Западном Копет-Даге залегает мощная толща карбонатных пород, представленная чередованием известковистых глин, глинистых мергелей, мергелей и реже известняков. Для всей толщи характерно обилие раковинок фораминифер. Наряду с ними нередко встречаются остатки морских ежей, пластинчатожаберных (из них особенно характерны иноцерамы) и некоторых других групп ископаемой фауны. Стратиграфия этой толщи еще недостаточно изучена.

Турон—коньяк—сантон. К турону относятся нижние горизонты толщи карбонатных пород, представленные мергелями, известковистыми глинами и отчасти известняками. Окраска пород темнозеленая и зеленовато-серая, с резко выделяющимися красными полосами. Содержащаяся в этих отложениях фауна, помимо микроорганизмов, состоит преимущественно из морских ежей и иноцерамов.

В основании разреза на песчаниках сеномана залегает пласт плотного светлосерого известняка, нередко песчанистого, часто комковатого с бугристой поверхностью напластования. Мощность известняка обычно 2—3 м, редко достигает 10 м.

Вопрос о возрасте этого пласта еще не вполне ясен. Еще Н. И. Андрусов (1913) отмечал присутствие руководящего нижнетуронского вида *Inoceramus labiatus* Schloth. в разрезах между Кара-Кала и Чекан-Кала и к югу от родника Секиз-Хан. Позднее присутствие этого вида или близких к нему форм указывалось В. В. Александровым в разрезе к северу от горы Аджикуи, М. П. Сукачевой на северо-западном крыле Обойской антиклинали и В. С. Глазуновым близ источника Кизыл-Чешме. Все эти находки приурочены к основанию описываемого пласта.

Несколько выше в этом же пласте известняка присутствуют верхнетуронские *Conulus subconticus* Orb., *Inoceramus apicalis* Woods, *In. lamarcki* Park. и др. Отсюда же М. М. Москвин приводит комплекс иноцерамов *In. stillei* Heinz, *In. striato-concentricus* Gumb. var. *carpathica* Sim. и др. и относит его по возрасту к нижней зоне верхнего турона Западной Европы.

Таким образом, верхняя часть толстослоистого известняка относится к верхнему турону, а нижняя, меньшая, его часть, вероятнее всего, является нижнетуронской. В пользу нижнетуронского возраста нижней части известняка может свидетельствовать также отсутствие признака перерыва между туронскими известняками и подстилающими их песчаниками сеномана.

Указанные известняки, так же как и подстилающие их известковистые песчаники сеномана, присутствуют не во всех разрезах. Это обстоятельство, а также резкое литологическое отличие от них вышележащих пород позволяют предполагать наличие перерыва в осадконакоплении, происшедшего после отложения пласта известняка и до начала отложения вышележащих слоев верхнего турона.

На вышеописанном плотном известняке с верхнетуронской фауной залегают темнозеленые и голубые глинистые мергели и известковистые глины с прослоями более плотных мергелей и несколькими слоями мергелей кирпично-красного цвета. Количество последних на разных участ-

как непостоянно: местами доходит до 4—5, местами же их совсем нет. Мощность этих отложений колеблется в пределах 40—180 м.

По данным М. М. Москвина, эта толща включает в себя отложения верхней части турона, а также коньякский и сантонский ярусы. В основании толщи обычно присутствует обильная верхнетуронская фауна, состоящая из морских ежей и иноцерамов. Отсюда М. М. Москвин указывает *Inoceramus lamarcki* Park., *In. lamarcki* Park. var. *cuvieri* Sow., *In. inconstans* Woods var. *striatus* Mant., *Conulus subrotundus* Mant. и др. Из более высоких слоев нижней части толщи М. М. Москвин указывает коньякские *Inoceramus koeneni* Müll., *Echinocorys gravesi* Desog. и др.

Верхнюю, большую, часть толщи М. М. Москвин относит к сантону. Отсюда им указываются *Inoceramus cardissoides* Goldf., *In. lobatus* Goldf., *In. haenleini* Müll., *Echinocorys vulgaris* Breyn., *Ech. vulgaris* var. *striata* Lam.

Кампан. К этому ярусу относятся отложения мощностью около 700 м, которые по литологическим признакам могут быть подразделены на четыре части (снизу вверх):

1. Пачка слоистых, внизу красных, сверху грязнобелых плотных мергелей, чередующихся с тонкими прослоями глинистых мергелей. Описываемой пачкой завершается хорошо выдерживающийся на большей части Западного Копет-Дага моноклиальный гребень, сложенный нижележащими глинистыми мергелями. Мощность 10—11 м.

М. М. Москвин из этих слоев указывает кампанские *Micraster schroederti* Stoll., *Inoceramus balticus* Boehm.

2. Однообразная толща голубовато-зеленых глинистых мергелей, иногда переходящих в известковистые глины, с редкими прослоями плотных светлых мергелей. Мощность 180—300 м.

Фауна в этих отложениях обычно редка и представлена в основном обломками иноцерамов, члениками криноидей и многочисленными *Porosphaera*. На северном склоне горы Эйшем в ней были найдены *Echinocorys gibbus* Lam., *Pseudoffaster caucasicus* Dru. М. М. Москвин из соответствующих слоев (горизонт «б») указывает *Isomicraster faasi* Ruch.

3. Толща оскольчатых тонкослоистых мергелей, переслаивающихся с тонкими прослойками известковистых глин. Отложения этой толщи обычно образуют в рельефе второй от верхней границы сеномана моноклиальный гребень. Мощность 45—60 м.

В этих отложениях повсеместно присутствует многочисленная и разнообразная фауна кампанского возраста: *Inoceramus senonensis* Lamb., *In. balticus* Boehm., *In. inconstans* Woods, *In. regularis* Orb., *In. umbonatus* Meek, *Spondylus dutempleanus* Orb., *Echinocorys gibbus* Lamb., *Ech. vulgaris* Breyn., *Ech. conticus* Ag., *Ech. subglobosus* Goldf., *Galeola senonensis* Orb., *Micraster schroederti* Stoll. и др.

4. Мощная однообразная толща голубовато-зеленых глинистых мергелей с редкими прослоями тонкослоистых грязнобелых мергелей. Мощность 300—500 м.

Фауна в этой толще весьма разнообразна, но встречается довольно редко. Отсюда известны *Inoceramus inconstans* Woods, *In. regularis* Orb., *In. cf. sarumensis* Woods, *Micraster schroederti* Stoll., *Echinocorys conticus* Ag., *Ech. gibbus* Lam., *Ech. lamberti* Seun., *Offaster pilula* Lam., *Pseudoffaster caucasicus* Dru, *Galeola senonensis* Orb., *Belemnitella* sp. и др.

Маастрихт. По литологическим признакам отложения этого яруса отличаются от нижележащих увеличивающимся количеством слоев плотных тонкослоистых мергелей, проходящих среди мягких голубовато-зеленых глинистых мергелей. Мощность 120—170 м.

Присутствующая в описанных отложениях фауна позволяет отнести их к маастрихту. Представлена она следующими формами (определение Л. В. Романовской и Г. Ф. Вебер): *Scaphites constrictus* Sow., встречающиеся местами в изобилии, *Sc. inflatus* Rom., *Spondylus dutempleanus* Orb., *Echinocorys conicus* Ag., *Ech. limburgicus* Lamb. var. *duponti* Lamb., *Ech. conoideus* Goldf., *Echinocorys roemert* Desh., *Micraster akkajensis* Web. и др.

М. М. Москвин описываемую толщу подразделяет на следующие четыре горизонта:

а) плотные слоистые известняки мощностью 5—6 м с обильными *Inoceramus salzburgensis* Fugg. et Kast., *Scaphites* sp., *Baculites* sp. и др.;

б) мергели с прослоями известняков мощностью 20—25 м с *Inoceramus* ex gr. *balticus* Boehm., *Scaphites* ex gr. *constrictus* Sow., *Ornithaster orientalis* Poslavskaya, *Echinocorys* aff. *chovaresmicus* Trautsch., *Cardiaster* aff. *granulosus* Goldf.;

в) рыхлые глинистые мергели мощностью 80—90 м с *Echinocorys ovatus* Leske var. *pyramidata* Portl. и var. *acuta* Nietsch, *Galeaster sumbaricus* Poslavskaya и др.;

г) переслаивание мергелей и известняков мощностью около 60 м, содержащих *Inoceramus tegulatus* Hag., *Scaphites* ex gr. *constrictus* Sow., *Cyclaster munieri* Seun.

Датский ярус. Характер отложений датского яруса хорошо выдерживается на всей площади Западного Копет-Дага. Представлены они белыми и желтоватыми песчанистыми известняками и мергелями или сильно известковистыми песчаниками, часто комковатыми, с прослоями мягких глинистых мергелей. Весьма характерно для этих отложений наличие глауконита, который часто окрашивает породу и находящиеся в ней ядра окаменелостей в зеленый цвет.

В отличие от нижележащих сенонских отложений, породы датского яруса содержат значительное количество кластического материала, состоящего из кварца, реже полевого шпата, а также скопления крупных округлых зерен глауконита, весьма редко встречающихся в сеноне. Граница между датским ярусом и сеноном проводится довольно условно ниже слоев, содержащих фауну датского возраста. Особенно большое количество ископаемых наблюдается в самом верхнем слое плотных пород, которые перекрываются толщей глин палеоцена.

Среди фауны описываемых отложений основную массу составляют *Echinocorys sulcatus* Goldf.; кроме них, встречаются *Echinocorys depressus* Eichw. и другие представители этого рода, *Coraster sphaericus* Seun., *Coraster munieri* Seun., *Spondylus dutempleanus* Orb., *Rhynchonella*, *Terebratula*. М. М. Москвиным и Н. А. Пославской отсюда описаны *Echinocorys pyrenaicus* Seun., *Galeaster minor* Poslavskaya.

Мощность датского яруса, по Н. П. Васильковскому, в северных предгорьях Западного Копет-Дага всего 1,8 м; вдоль южного склона Передовой цепи, по В. С. Глазунову, она равна 20 м; М. П. Сукачева указывает мощность в Кюрен-Даге 6 м и в Каракалинском районе 40 м.

Сходный с западнокопетдагским разрез верхнемеловых отложений наблюдается на Малом Балхане. Здесь верхнемеловые отложения обна-

жаются только на южном склоне хребта, скрываясь на востоке и западе под более молодыми осадками. Стратиграфия их еще слабо изучена. А. Д. Нацким (1916а) и позднее В. В. Александровым и И. И. Никшичем (1930) выделены здесь отложения сеноманского и туронского ярусов, выше которых указывается мощная толща сенонских отложений, не разделенных на ярусы. Приводимая А. Д. Нацким фауна указывает на наличие кампанского яруса с *Micraster schroederti* Stoll., *Pseudofaster caucasicus* Dru, выше которого залегают слои с *Echinoconus chovaresmicus* Traut. и *Ostrea flickei* Regev., повидимому относящиеся к маастрихтскому ярусу. В. В. Александров и И. И. Никшич определили мощность сеномана в 486 м, а суммарную мощность турона и сенона в 354 м.

Центральный и Восточный Копет-Даг и Бадхыз

В Центральном Копет-Даге верхнемеловые отложения обнажаются на весьма небольшой площади. Более значительное распространение они имеют в районе Гяурской антиклинали, в Восточном Копет-Даге и в Бадхызе. В каждом из указанных районов верхний мел имеет различное строение, поэтому описание отложений дается отдельно для каждого района.

Центральный Копет-Даг

В Центральном Копет-Даге верхний мел обнажается в трех разобщенных участках. Два из них расположены на северо-западе, вдоль северного склона передового хребта Тырнов и в пределах Куручайской предгорной гряды к юго-западу от Бахардена. Третий участок расположен к югу от Геоктепе вдоль северного склона хр. Душак (Эрек-Даг)¹. Только в первом участке присутствуют все горизонты верхнего мела. Эти три выхода впервые охарактеризованы И. И. Никшичем (1924), который установил здесь присутствие сеномана, турона, сенона и датского яруса. Более полные данные о верхнемеловых отложениях к северу от хр. Душак были получены при исследованиях, выполненных П. И. Калугиным в 1939 г. Стратиграфия верхнемеловых отложений Центрального Копет-Дага изучена менее полно, чем в других районах; в частности, границы между ярусами в большинстве случаев точно не установлены.

По фациально-литологическим признакам толщу верхнего мела здесь, как и в других районах Копет-Дага, можно расчленить на две части: нижнюю — песчано-глинистую, включающую отложения сеноманского яруса, и верхнюю — карбонатно-глинистую (мергельную), в которую входят отложения турона, сенона и датского яруса. В толще верхнего мела Центрального Копет-Дага не установлено перерыва в отложениях или угловых несогласий.

Сеноман. Отложения сеноманского яруса лежат без видимого несогласия на альбских отложениях. В составе пород сеноманского яруса основное место занимают глауконитово-кварцевые, в большей или меньшей степени глинистые, мелкозернистые песчаники, массивные или толстоплитчатые, иногда со сферической отдельностью. Подчиненное положение занимают алевролиты и песчаные глины. Мощность толщи сеномана в районе хр. Душак, по П. И. Калугину, составляет 412 м и в районе хр. Тырнов, по И. И. Никшичу (1924), — 240 м. В основании прослеживаются пропласток конгломерата и фосфоритовые конкреции.

¹ В последнее время П. И. Калугиным и Г. П. Джафаровым обнаружен также верхний мел близ ст. Келята, где сенонские мергели выступают из-под неокомских известняков вдоль линии надвига.

Палеонтологические остатки встречаются в изобилии, имеют хорошую сохранность и отличаются большим разнообразием форм. Из аммонитов в большом числе присутствуют представители рода *Schloenbachia* (насчитывающего более десятка видов), *Acanthoceras*, *Placentoceras*, *Phylloceras*, *Puzosia*, *Turrilites*, широко распространены развернутые формы (*Hemitetes*, *Scaphites*); обильны морские ежи. Из пелеципод распространены иноцерамы, пектинида, устрицы и др. В глинистых породах изобилуют мелкие фораминиферы. Из отдельных видов укажем (по определению Н. П. Луппова): *Gaudryceras* sp., *Schloenbachia* ex gr. *varians* Sow., *Schl. sharpei* Semen., *Schl.* ex gr. *coupei* Brongn., *Placentoceras* sp., *Acanthoceras rhotomagense* Defr., *Scaphites* sp., *Inoceramus* cf. *crippsi* Mant., *Exogyra* cf. *conica* Sow., *Grammatodon carinatus* Sow., *Cucullaea glabra* Park., *Trigonia* aff. *altiformis* Park., *Tr.* sp. n. aff. *amudartiensis* Arkh., *Cyprina* cf. *sowerbyi* Orb.

Турон. Туронский ярус представлен светлыми зеленовато-серыми, в сухом виде белыми фораминиферовыми и иноцерамовыми мергелями и мергелистыми глинами, которые обнажаются к северу от хр. Тырнов и в районе хр. Душак. Они лежат без видимого несогласия на сеноманских отложениях. Мощность туронских отложений в обоих участках точно не выяснена, так как не установлена даже приблизительно их верхняя граница; во всяком случае, она не превышает 100 м.

В районе хр. Душак толщу турона можно подразделить на две части. Нижняя часть представлена сланцеватыми глинистыми мергелями и мергелистыми глинами, во влажном состоянии светлосерыми или зеленовато-серыми, с *Inoceramus labiatus* Schloth., *In. lamarcki* Park., *Terebratula* sp., морскими ежами. Верхняя часть туронской толщи выражена белыми очень плотными фораминиферовыми мергелями, по внешнему виду трудно отличимыми от залегающих выше пород нижнего сенона. В них встречены туронские формы: *Inoceramus lamarcki* Park., *In.* cf. *amudartiensis* Arkh., *Conulus* cf. *globulus* Klein, *Conulus subrotundus* Mant и др.

Сенон. Полный разрез сенона можно наблюдать в районе хр. Тырнов и северных склонов хр. Душак; в районе Куручайской гряды обнажаются только самые верхние горизонты сенона. Во всех трех участках слои сенона выражены белыми плотными фораминиферовыми мергелями, переслаивающимися с мергелистыми глинами и заключающими подчиненные прослои мергелистых известняков. Фауна представлена следующими формами: *Inoceramus* ex gr. *inoconstans* Woods, *Echinocorys ovatus* Leske, *Ech. ovatus* Leske var. *pyramidata* Portl., *Ech. conticus* Ag., *Ech. humilis* Lamb., *Ech. vulgaris* Reyn., *Ech. gibbus* Lam. var., *Micraster schroederi* Stoll., *Galeola* aff. *papillosa* Klein. Приведенный список позволяет констатировать присутствие почти всех горизонтов сенона. Общая мощность сенонских отложений точно не установлена; по видимому, она достигает 500 м.

Датский ярус. Отложения датского яруса присутствуют в Центральном Копет-Даге только на северо-западе, в районе Куручайской гряды и хр. Тырнов. Этот ярус выражен здесь светлосерыми мергелями, известковистыми глинами и песчаниками с шарообразной отдельностью; песчаники образуют прослои среди мергелей. И. И. Никшич (1924) указывает отсюда *Echinocorys sulcatus* Goldf., *Coraster* aff. *muntert* Seun., *Coraster* aff. *sphaericus* Seun. Общая мощность датских слоев в этом районе достигает 70—100 м.

Общая мощность карбонатно-глинистых отложений турона, сенона и датского яруса составляет около 1000 м.

Район Гяурской антиклинали

К юго-востоку от г. Ашхабада верхнемеловые отложения обнажаются в двух изолированных районах: а) вдоль юго-западных склонов хребтов Харвар и Кызыл-Даг и б) вдоль северного склона хр. Зиракев, где верхний мел широкой полосой выступает в своде и на крыльях Гяурской антиклинали, между долинами рек Кельте-Чинар и Баба-Дурмаз. В обоих районах верхнемеловая толща построена одинаково. Полный разрез верхнего мела прослеживается между Зиракевом и Гяурс-Дагом, где общая мощность этих отложений составляет, по П. И. Калугину, до 1500 м.

О присутствии верхнемеловых отложений в приграничных горах к юго-востоку от г. Ашхабада упоминает К. И. Богданович (1887б). Однако только в 1926 г. И. И. Никшичем дано первое, очень краткое, их описание (1926б). Более полно верхнемеловые отложения этого района были изучены в 1940 г. П. И. Калугиным, который описывает следующую последовательность напластований.

Сеноман. Выше альбских отложений без видимого несогласия залегают:

- | | |
|---|-------|
| 1. Зеленовато-серые глауконитово-кварцевые грубослоистые песчаники, характеризующиеся большой неоднородностью зерен и текстуры; они содержат прослой с мелкой кварцевой и кремневой галькой и косою слоистостью | 128 м |
| 2. Серые глауконитово-глинистые тонкозернистые песчаники и алевролиты с тонкими прослоями более плотных глауконитово-кварцевых песчаников | 42 „ |
| 3. Зеленовато-серые глауконитово-кварцевые песчаники с резкой караваяобразной отдельностью | 28 „ |

Общая мощность сеномана по южному склону Гяурс-Дага составляет около 200 м.

Сеноман Гяурс-Дага отличается от сеномана Центрального и Западного Копет-Дага: а) крайней бедностью ископаемыми, б) вдвое меньшей мощностью и в) наличием мощных средне- и крупнозернистых песчаников, а также почти полным отсутствием глинистых пластов в нижних горизонтах.

Турон. На глауконитово-кварцевых песчаниках верхней пачки сеномана без углового несогласия последовательно залегают:

- | | |
|--|------------|
| 4. Светлые дымчато-серые сланцеватые мергели с крупными аммонитами | 10 м |
| 5. Светлые зеленовато-серые и серые плотные мергели с <i>Echinocorys</i> sp., <i>Inoceramus</i> cf. <i>tamarcki</i> Patk., <i>In.</i> sp. и с обломками устриц | 68 „ |
| 6. Тонкоплитчатые белые мергели с <i>Inoceramus civieri</i> Sow. и другими иноцеррамами | около 10 „ |
- Последняя пачка содержит, повидимому, элемент как туронской, так и нижнесенонской фауны.

Турон Гяурской антиклинали и западного склона хр. Харвар сходен с туронскими отложениями более западных районов Копет-Дага как по составу пород, так и по характеру ископаемых. Некоторым отличием может служить отсутствие в кровле турона Гяурс-Дага красных полос и прослоев, характерных для разреза Западного и Центрального Копет-Дага.

Сенон. Выше мергелей пачки 6, которую следует считать переходной от турона к сенону, в разрезе Гяурской антиклинали залегают:

- | | |
|---|------|
| 7. Плотные светлосерые и белые мергели с <i>Inoceramus balchii</i> Meek et Hayden var., <i>In.</i> cf. <i>stantoni</i> Sok., <i>In.</i> aff. <i>convexus</i> Meek, <i>Echinocorys</i> sp. | 14 м |
| 8. Плотные светлосерые и серые мергелистые глины, заключающие прослой очень плотных светлосерых, с поверхности белых, песчаных мерге- | |

лей. В подошве пачки встречены: *Inoceramus* cf. *lobatus* Goldf., *In.* aff. *balticus* Boehm, *In. balchii* Meek et Hayden var., *Hamites* sp., *Echinocorys* sp.

9. Плотные белые мергели с прослоями мергелистых глин, в некоторых горизонтах с раздавленными морскими ежами, иноцерамами, гастроподами и брахиоподами. В кровле встречаются: *Echinocorys conicus* Ag., *Hemicidaris* sp., *Exogyra lateralis* Nils., *Inoceramus* sp., *Rhynchonella* sp., *Scaphites* sp.

10. Плотные светлосерые песчанистые мергели с прослоями песчанистых мергелистых глин с ядрами брахиопод

11. Плотные светлосерые мергели с *Echinocorys vulgaris* Breun., *Pecten* aff. *cretosus* Deffr.

12. Плотные светлосерые мергелистые тонкозернистые песчаники и песчанистые мергели с *Terebratula* aff. *obesa* Sow., *Exogyra lateralis* Nils., *Alectryonia falcata* Mort., *Modiola* cf. *javanensis* Born. et L. Rom. и многочисленными *Scaphites* sp.

19,5 м

615 „

194 „

17 „

84 „

Общая мощность сенонских отложений в этом районе составляет 940 м.

Фауна, указанная в подошве пачки 8, имеет сантонский облик; выше встречаются элементы кампана и маастрихта (пачка 12). Однако наметить границы между ярусами из-за недостатка палеонтологических данных не представляется возможным. Как по фауне, так и по литологическому составу сенон Гяурс-Дага сходен с сенонскими отложениями Западного и Центрального Копет-Дага, и только присутствие мергелистых песчаников и песчанистых мергелей в верхах сенонского разреза представляет важную особенность гяурсагского сенона, существенно отличающую его от сенонских отложений других районов.

Датский ярус. Отложения датского яруса образуют карнизы северного склона хр. Зиракев и обнажаются, кроме того, по склонам мелких моноклинальных хребтов северного крыла Гяурской антиклинали, а также вдоль юго-западных склонов хребтов Харвар и Кызыл-Дар. Сводный разрез отложений датского яруса в области Гяурской антиклинали следующий.

Выше мергелистых песчаников верхнего сенона (маастрихта?) пачки 12 залегают:

13. Зиракевская свита, представленная серыми, белыми и бледножелтыми известково-кварцевыми песчаниками, переходящими в пески; в основании этой пачки имеется несколько прослоев и линз охристо-желтых сильно огипсованных глин

40—50 м

14. Наутилидовая свита, представленная плотными известковистыми песчаниками и песчанистыми известняками с многочисленными ископаемыми: *Nautilus danicus* Schloth., *Gryphaea (Pycnodonta)* ex gr. *pitcheri* Mort., *Echinocorys sulcatus* Goldf., *Linthia bajsarensis* Bajar., *Hemiasster (Babbaster) prunella* Lamb. (последний вид найден О. С. Вяловым) и др.

195—200 „

Общая мощность отложений датского яруса в области Гяурской антиклинали около 250 м.

Присутствие датского яруса в пределах Гяурской антиклинали установлено И. И. Никшичем (19266), который, однако, причислял к этому ярусу главным образом породы, включаемые теперь в зиракевскую свиту. Основную часть наутилидовой свиты (170 м) И. И. Никшич отнес к палеогену. Мнение И. И. Никшича в значительной степени разделяется Н. К. Быковой, определившей в образцах из коллекции О. С. Вялова, взятых на 45—95 м ниже кровли наутилидовой свиты, ассоциацию фораминифер, которая, по ее мнению, указывает на нижнетретичный возраст заключающих ее слоев. Однако наличие в верхах наутилидовой свиты указанных моллюсков и морских ежей, собранных

П. И. Калугиным в 1940 г., определяет принадлежность свиты к датскому ярусу.

В противоположность остальным членам верхнемелового разреза, отложения датского яруса Гяурской антиклинали коренным образом отличаются от синхроничных им слоев Западного и Центрального Копет-Дага. Это различие сказывается прежде всего в большой мощности, преобладании терригенного материала и в существенном изменении фауны, в составе которой выдвигаются на первое место наутилиды, устрицы и неизвестные в Западном и Центральном Копет-Даге морские ежи *Linthia bajsaensis* В а j а г. Присутствие последних и литологический характер осадков датского яруса Гяурской антиклинали сближают его с синхроничными отложениями Туаркыра и Мангышлака.

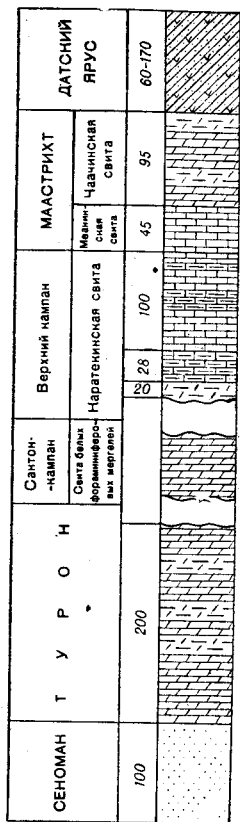
Восточный Копет-Даг

Верхнемеловые отложения в Восточном Копет-Даге были выделены впервые В. В. Александровым (1933). Более подробно они изучены в 1935 г. П. И. Калугиным, по данным которого составлено настоящее описание.

Верхнемеловые отложения выступают на небольшой площади северного склона передового хребта между речками Арчиньянсу и Лаинсу и сравнительно узкой полосой обнажаются вдоль всего участка границы с Ираном, от пограничного хребта Денгиль-Кеталь (южнее ст. Душак) до юго-восточного окончания советской части Копет-Дага. Здесь верхнемеловые отложения обнажены не полностью (рис. 26).

Сеноман (?). К сеноману предположительно могут быть отнесены рыхлые серые и зеленовато-серые песчаники, залегающие на фаунистически охарактеризованном верхнем альбе и подстилающие белые мергели турона. Эти песчаники обнажаются на небольшой площади по северному склону приграничного хребта Денгиль-Кеталь к востоку от Келатского ущелья и вдоль склона передового хребта между речками Арчиньянсу и Лаинсу. Палеонтологические остатки, кроме нескольких неопределимых аммонитов, в этих песчаниках не найдены. Видимая мощность их достигает около 100 м.

Турон. Выше описанных глауконитовых песчаников в районе юго-восточного окончания пограничного хребта Денгиль-Кеталь залегают толща белых фораминиферовых мергелей и мергелистых глин. Они обнажаются на советской территории только своей нижней частью мощностью 200 м. На 100—150 м выше подошвы мергелей собрана сантонская и кампанская фауна. Нижележащие слои мергелей мощностью около 100 м П. И. Калугин условно относит к турону.



100 0 50 100 м

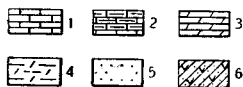


Рис. 26. Разрез верхнего мела Восточного Копет-Дага

1—известняки; 2—глинистые известняки; 3—мергели; 4—известковистые глины; 5—рыхлые песчаники; 6—красноцветные глины и песчаники с гипсом

Сенон. К сенону относится большая часть разреза верхнемеловых отложений Восточного Копет-Дага. По литологическим и палеонтологическим признакам обнаженная на советской территории часть толщи сенона разделяется на четыре свиты.

1. Свита белых фораминиферовых мергелей (сантон—кампан) не отличается от мергелей соответствующей части разреза Центрального и Западного Копет-Дага, а также от нижележащих слоев, условно отнесенных к турону. Повидимому, значительная часть этой свиты не обнажается на территории СССР. Из фауны встречены *Micraster coranguinum* Klein, *Echinocorys conicus* Ag., *Scaphites* cf. *spiniger* Schloth., *Scaphites* cf. *pulcherrimus* Rom., *Rhynchonella* sp., *Terebratula* sp. и др. (морские ежи определены Г. Ф. Вебер, аммониты — Н. С. Кулжинской-Воронец).

2. Каратекинская свита (верхний кампан) представлена зеленовато-серыми мергелистыми глинистыми сланцами с прослоями известняков и устричников. На советской территории Восточного Копет-Дага, в глубоких ущельях хр. Дарахт-Беит, обнажаются только верхние 150 м этой свиты, полная мощность которой остается неизвестной. Здесь разрез этой свиты имеет следующий вид:

а) Светлосерые и зеленовато-серые плотные мергелистые глины с <i>Micraster</i> ex gr. <i>leskei</i> Desmoul., <i>Micraster</i> cf. <i>laxoporus</i> Orb., <i>Hemiaster</i> sp. ind., <i>Terebratula</i> sp. ind., <i>Inoceramus inconstans</i> Woods, <i>In.</i> cf. <i>regularis</i> Orb., <i>In.</i> cf. <i>balticus</i> Boehm, <i>Nautilus</i> cf. <i>laevigatus</i> Orb.	20 м
б) Зеленовато-серый плотный глинистый известняк, переполненный раковинами <i>Liostrea lehmanni</i> Rom., <i>Cucullaea matheroniana</i> Orb., <i>Alectryonia dichotoma</i> Bayle, <i>Hemiaster</i> sp.	28 ..
в) Переслаивание плотных известняков, мергелистых известняков и устричников, с <i>Liostrea lehmanni</i> Rom.	100 ..

3. Меанинская свита (нижняя часть маастрихта) представлена плотными серыми и желтовато-серыми известняками, образующими гребень пограничного хребта от Ходжа-Булана до юго-восточного окончания советской части Копет-Дага. Верхние горизонты известняков содержат обильную, еще не изученную фауну рудистов, которые местами являются основным породообразующим материалом. Встречаются в изобилии также пластинчатожаберные и брюхоногие. Нижние горизонты этой свиты, возможно, принадлежат еще кампану. Мощность меанинской свиты в долине р. Меаначай составляет около 45 м.

4. Чаачинская свита (верхняя часть маастрихта) выражена желтовато-серыми мергелями и мергелистыми глинами с прослоями плотных мергелистых известняков. Среди фауны преобладают устрицы, а также гастроподы. Из этой свиты Г. Ф. Вебер определены *Liostrea lehmanni* Rom., *Exogyra everwegi* Buch, *Ex. decussata* Goldf., *Ex. auricularis* Wahl., *Gryphaea (Pycnodonta) vesicularis* Lam., *Pecten asperillus* Stoll, *Lima obliqui-striata* Fobg., *Modiola auctana* Stoll. Повидимому, в верхних горизонтах этой свиты О. С. Вяловым (1945в) у Ходжа-Булана найдены *Alectryonia nophertiti* Vial. и *Desmierta divaricata* Orb. Фауна определяет маастрихтский возраст чаачинской свиты. Мощность ее в долине р. Чаачай составляет 95 м.

Датский ярус. В Восточном Копет-Даге отложения датского яруса вытянуты узкой полосой вдоль северного склона пограничного хребта между долинами рр. Шурджа и Чаачай. Они резко отличаются от слоев датского яруса Центрального и Западного Копет-Дага, а также Гяурской антиклинали и представлены здесь преимущественно красноцветными глинистыми и песчано-глинистыми, нередко гипсоносными породами,

среди которых преобладают красные песчанистые глины с включениями кристаллического гипса. Мощность датского яруса уменьшается к востоку от 160—170 до 60—70 м.

Палеонтологические остатки не обнаружены, и возраст слоев определяется их положением в разрезе между фаунистически охарактеризованными отложениями маастрихта и палеоцена (бухарского яруса). Литологический состав и красный цвет пород, присутствие гипса, наличие в песчаниковых прослоях конгломератовых линз с мелкой окатанной галькой и косой слоистостью, а также палеогеографические данные позволяют отнести эти отложения к отложениям лагунно-дельтового характера.

Вопрос о наличии углового несогласия между сеноном и датским ярусом вследствие крутого падения и плохой обнаженности слоев остается еще невыясненным. Морские отложения палеоцена, как и в более западных районах Копет-Дага, повсюду согласно лежат на слоях датского яруса.

Нижняя часть верхнемеловых отложений Восточного Копет-Дага, включая глауконитовые песчаники сеномана, а также фораминиферовые мергели турона, нижнего сенона и кампана, по своему строению идентична соответствующей части разреза остальных районов советской части Копет-Дага. Верхние горизонты верхнемеловой толщи, а именно каратекинская свита верхнего кампана, маастрихт и датский ярус, по литологическому составу и характеру фауны резко отличаются от синхроничных им отложений более западных областей Копет-Дага и должны быть причислены к среднеазиатскому типу верхнемеловых отложений.

Бадхыз

Верхнемеловые отложения Бадхыза описаны В. Н. Огневым (1932). Они довольно широко распространены в горной и предгорной зоне Бадхыза, где обнажается на поверхности почти весь комплекс верхнемеловых отложений от сеномана до датского яруса включительно. К северу и северо-востоку пласты верхнего мела глубоко погружаются, скрываясь под мощными осадками третичного возраста. В составе верхнего мела Бадхыза В. Н. Огнев выделяет сеноман (?), турон, сенон и датский ярус, присоединяя к последнему также часть слоев, которые, по новым данным, несомненно должны быть отнесены к палеогену (бухарский ярус). Мощность верхнемеловых отложений Бадхыза, по В. Н. Огневу, составляет 1250 м.

Сеноман (?) представлен зеленовато-серыми и мергелистыми глинами мощностью 110 м. Руководящая фауна в этих слоях не обнаружена, и возраст определяется условно по их положению между палеонтологически охарактеризованными верхнеальбскими и туронскими отложениями.

Турон представлен зеленовато-серыми и голубоватыми мергелями с *Inoceramus labiatus* Schloth. var. *lata* Sow., *In. cf. tamarcki* Park., *In. apicalis* Woods, *In. sp. ex gr. lobatus* Goldf. Наличие последней формы указывает, что в составе слоев, отнесенных В. Н. Огневым к турону, вероятно, имеются также элементы нижнего сенона мощностью 50,5 м.

Сенон. Сенонские отложения расчленяются на две части. Внизу залегают зеленовато-серые и голубоватые мергели и темные сланцевые глины с *Micraster schroederi* Stoll., *Micraster ex gr. coranguinum* Klein, *Echinocorys conicus* Ag. мощностью 500 м. Выше без видимого несогласия лежат глинистые песчаники с устрицами, рудистами (*Hippurites* sp.) и брахиоподами мощностью 314 м. На севере и северо-западе песчаники

сменяются известняками. Общая мощность сенона в Бадхызе составляет 800—850 м.

Датский ярус. Отложения датского яруса, как и в Восточном Копет-даге, представлены красноцветными отложениями — глинистыми песчаниками и песчанистыми гипсоносными глинами. В толще красноцвета, мощность которой достигает 300 м, содержится 14 пластов серого плотного известковисто-кварцевого песчаника; мощность прослоев 1,5—3,0 м.

Верхний мел Бадхыза сохраняет в своем строении основные характерные черты верхнемеловых отложений Восточного Копет-Дага.

Центральные Каракумы

В Каракумах верхнемеловые отложения скрыты под покровом третичных и четвертичных отложений и нигде не выходят на поверхность. Присутствие отложений верхнего мела на глубине установлено бурением на бугре Зеагли. Материалы бурения детально не изучены, поэтому полного представления о характере разреза дать нельзя. На основании просмотра кернa Н. П. Лупповым и определения некоторых иноцерамов С. В. Семихатовой разрез представляется в следующем виде (Луппов, 1945б, в).

Сеноман. К сеноману относится толща песчано-глинистых пород мощностью около 55 м, разделяющаяся по литологическим признакам на три части. Нижняя часть мощностью 28,5 м состоит из серых и зеленовато-серых, содержащих глауконит песков и песчаников с многочисленными фосфоритовыми желваками. Средняя часть мощностью 18 м представлена серыми тонкопесчанистыми неизвестковистыми глинами. Наконец, верхняя часть мощностью 9 м представлена песчаными отложениями, аналогичными нижней части, но лишенными фосфоритов.

Ископаемые сосредоточены главным образом в нижнем горизонте, где они представлены крупными пластинчатожаберными: *Trigonia* ex gr. *scabrae* (близкая к *T. aliformis* P a r k.), *Gryphaea* sp., сходная с *G. (Pycnodonta) vesiculosa* L a m. и представители родов *Lucina*, *Pecten* и *Ger-villia*.

Палеонтологические данные не дают твердых оснований для определения возраста, который устанавливается по стратиграфическому положению (между альбом и туроном) и литологическому сходству с сеноманом Туаркырского района.

Турон. Выше описанных отложений скважиной вскрыта толща светлых серых и зеленоватых известковистых глин мощностью около 30 м. Глины содержат еще не изученную фауну фораминифер и остатки пластинчатожаберных, из которых С. В. Семихатовой определены *Inoceramus* cf. *labiatus* и *In.* cf. *amudartiensis* A g k h. Присутствие названных иноцерамов устанавливает туронский возраст этих слоев.

Более высокие отложения верхнего мела в Зеаглинской скважине отсутствуют, и туронские глины покрываются непосредственно миоценом.

Наличие фосфоритоносных песчаников в сеномане и карбонатно-глинистый характер туронских отложений сближают каракумский разрез верхнего мела с туаркырским. Отсутствие данных о характере более верхних слоев не дает возможности провести более полное сопоставление разрезов этих районов.

Присутствие верхнемеловых отложений под толщей более молодых пород указывается в Юго-Восточных Каракумах по данным глубокого бурения у ст. Уч-Аджи (Шумов и Шуршалина, 1949). Стратиграфия прой-

денных здесь скважиной пород почти не изучена, и положение границы между верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями точно не установлено. Согласно В. В. Воинову и Р. И. Фрейберг, к верхнему мелу (сенону) должны быть отнесены породы, залегающие на глубине более 735 м. Они представлены толщей зеленовато-серых, темносерых и синевато-серых глин с подчиненными им прослоями песчаника, вскрытая мощность которой достигает 385 м. Эта толща покрывается известняками мощностью около 80 м, предположительно отнесенными В. В. Воиновым и Р. И. Фрейберг к палеогену (бухарскому ярусу).

Юго-Восточный Устюрт и Сарыкамышская впадина

На Юго-Восточном Устюрте выходы верхнемеловых отложений имеются в трех разобнесенных участках: в чинке (обрыве) Устюрта, обращенном к урочищу Айбугир, и в двух впадинах, врезанных в Устюрт к западу и юго-западу от Айбугира. Все выходы приурочены к вскрытым ядрам антиклинальных складок, которые на большей части своего протяжения погребены под миоценом Устюрта и отчасти под амударьинским аллювием. Из этих выходов только первый принадлежит Туркменской ССР, располагаясь на ее северной границе; остальные два выхода лежат в пределах Кара-Калпакской АССР. Тем не менее их необходимо рассмотреть в настоящем томе, так как развитые здесь отложения дают представление о том, какие породы можно ожидать в прилегающих пунктах Туркмении ниже слоев, обнаженных в Айбугире. Присутствие верхнемеловых отложений в Айбугире впервые установлено в 1938 г. В. И. Солуном (1940). Более полные данные о верхнемеловом разрезе Айбугира получены в 1944 г. исследованиями Н. П. Лупова. Им же обнаружены ранее неизвестные выходы верхнего мела в упомянутых выше впадинах. Сводный разрез верхнего мела на Юго-Восточном Устюрте, составленный по разрезам Айбугира и впадины Шорджа, показан на рис. 27.

Турон. Наиболее древние слои, выходящие на поверхность в пределах Юго-Восточного Устюрта, относятся к туронскому ярусу. Хороший разрез их имеется во впадине Шорджа, к юго-западу от Айбугира, близ северного борта Сарыкамышской впадины. Туронские отложения представлены здесь толщей мелкозернистых, частично глинистых желтоватых и зеленовато-серых слабых песчаников и песков с шаровыми конкрециями, чередующихся с подчиненными им пластами серых обычно гипсоносных глин. В нижней части толщи присутствует фосфоритовый горизонт, состоящий из мелких темных фосфоритовых сростков и фосфоритизированных ядер моллюсков, включенных в слабый песчаник. Выше фосфоритового слоя обособляется пятиметро-

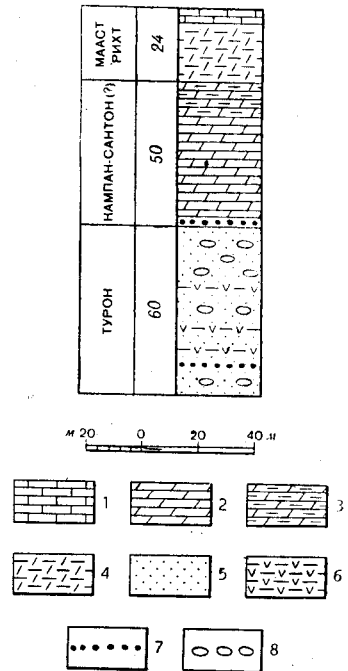


Рис. 27. Разрез верхнего мела Юго-Восточного Устюрта

1—известняки; 2—мергели; 3—глинистые мергели; 4—известковистые глины; 5—пески и слабые песчаники; 6—гипсоносные глины и гипсы; 7—фосфориты; 8—конкреции

вая пачка гипсовых пластов, чередующихся с глинистыми песками и песчаниками. Общая видимая мощность турона (основание не вскрыто) достигает здесь 60 м.

Средняя часть толщи (выше гипсовой пачки) содержит обильную фауну аммонитов: *Prionotropis woolgari* Mant., *P. carolinus* Orb., *Baculites romanovskii* Arkh., *Scaphites amudariensis* Arkh., *Placenticerus* и *Puzosia*, а также *Inoceramus*. Фосфоритовый слой наряду с многочисленными неопределимыми ядрами моллюсков содержит *Baculites* cf. *romanovskii* Arkh., *Placenticerus* sp. и *Inoceramus* cf. *labiatus* Schloth.

Как, по литологическим особенностям, так и по составу фауны туронские отложения Юго-Восточного Устюрта принадлежат к приаральскому типу, резко отличаясь от турона Туаркыра и Копет-Дага.

Сантон (?) и кампан. Коньякские отложения в пределах Юго-Восточного Устюрта отсутствуют. На туронских отложениях, отделяясь от них 40-сантиметровым фосфоритовым слоем, во впадине Шорджа лежит довольно мощная мергельная толща. Эта же толща составляет нижнюю часть разреза Айбугира. Она представлена белыми и зеленовато-белыми мелоподобными мергелями, внизу неслоистыми, выше приобретающими неотчетливую слоистость. В кровле толщи в разрезе Айбугир развиты более мягкие глинистые мергели, связанные с нижележащими слоями постепенным переходом. Общая мощность мергельной толщи достигает 50 м.

Мергельная толща содержит обильную фауну фораминифер, состав которой приводим по определениям В. П. Василенко. Самые нижние горизонты, не выше 5 м от основания, содержат *Ataxophragmium orbignyiformis* Mjatljuk, *Gyroidina exsculpta* Reuss, *Anomalina clementina* Orb., *A. ammonoides* Reuss var. *umbilicatula* Mjatljuk, *Planulina schloenbachi* Reuss var. *datnae* Mjatljuk и другие формы, комплекс которых аналогичен верхнесантонскому комплексу Эмбенского района. Более высокая часть толщи характеризуется наличием видов: *Ataxophragmium crassum* Orb., *Orbignyina sachert* Reuss, *Plectina convergens* Keller, *Bolivina kalintni* Vassilenko, *Cibicides* aff. *alleni* Plummer и др., характерных для кампанского яруса.

Таким образом, по микрофаунистическим данным возраст мергельной толщи устанавливается как верхи сантонского и кампанский ярусы. Состав макрофауны пока не подтверждает наличия в мергельной толще сантонских отложений, поскольку нижние горизонты по составу ископаемых не отличаются сколько-нибудь заметно от более высоких слоев. Комплекс ископаемых, свойственных мергельной толще, состоит из следующих форм: *Belemnitella mucronata* Schloth., *Gryphaea (Pycnodonta) ex gr. vesicularis* Lam., *Echnocorys* ex gr. *vulgaris* Breun., *Cidaris* sp., членики морских лилий, *Parasmillia centralis* Mant. и брахиоподы. Наличие вида *Belemnitella mucronata* Schloth. устанавливает принадлежность толщи к кампанскому ярусу.

Маастрихт. Маастрихтские отложения обнажены лишь в разрезе Айбугира. Они отчетливо разделяются по литологическим признакам и фауне на две части.

Нижняя часть представлена зеленовато-серыми известковистыми глинами мощностью до 20 м, связанными с нижележащими слоями постепенным переходом. Из ископаемых преобладают мелкие брахиоподы: *Terebratulina gracilis* Schloth., *T. cf. rigida* Sow., *Magas pumilus* Sow. var., *Kingena* cf. *lima* Defr. и др. Наряду с ними встречаются *Alectryonia semiplana* Sow., *Belemnitella* sp. (обломки), членики морских

лилий, иглы морских ежей и др. Весьма многочисленны фораминиферы, в комплексе которых (определенном В. П. Василенко) важно отметить наряду с формами, распространенными и в кампанских и в маастрихтских отложениях, также виды, характерные для маастрихтского яруса, а именно *Heterostomella foveolata* Marss., *Pseudowigierina plummerae* CUSH., *Bolivina decurrens* Ehrenb. и некоторые другие. Указанный состав фауны в сочетании со стратиграфическим положением глинистой толщи позволяет видеть в ней аналог нижней части маастрихта — зоны *Belemnitella lanceolata* Русской платформы.

Верхняя часть маастрихта представлена в Айбугире мелоподобным мергелистым известняком мощностью не более 4 м. Известняк отделяется от нижележащих слоев резкой границей, с неотчетливыми признаками размыва глинистой толщи. Характерная особенность этого горизонта — наличие фосфоритовых желваков, приуроченных главным образом к его нижней части.

Из фауны здесь присутствуют *Belemnitella* cf. *americana* Arkh. (поп. Morton), *Baculites* sp., сходный с *B. knorrianus* Desm., *Exogyra overwegi* Buch., *E. aralensis* Arkh., *Neithea* sp., *Terebratulina carnea* Sow., а также фораминиферы. Комплекс последних беднее, чем в нижележащих слоях, причем в нем наряду с видами, присутствующими в последних, появляются также формы (*Bolivina minuta* Marss. и *Anomalina* aff. *midwayensis* Plummer), свойственные верхам маастрихта Эмбенского района. Наличие этих фораминифер, а также совокупность видов моллюсков указывают на принадлежность слоя к верхнему маастрихту — зоне *Belemnitella americana*, установленной А. Д. Архангельским для Приаралья.

В целом сенонские отложения Юго-Восточного Устюрта по составу фауны ближе стоят к отложениям Приаралья и Эмбенского района, чем к мангышлакским и туаркырским. От последних их отличает значительное развитие белемнителл при относительно меньшем количестве морских ежей. Но эти отличия не столь значительны, как для туронского яруса.

Датский ярус в Юго-Восточном Устюрте отсутствует и маастрихтские слои покрываются непосредственно палеогеном, лежащим на маастрихте с ясными признаками размыва.

В последнее время присутствие верхнемеловых отложений установлено к югу от Устюрта, в нижней части сухого русла Дарьялык и в Сарыкамышской впадине.

В Дарьялыке верхнемеловые отложения обнаружены в 1952 г. геологами экспедиции Гидропроекта. По данным А. С. Кесь, здесь обнажаются внизу известковистые глины с мелкими брахиоподами, а выше известняки с *Baculites*. Эти отложения могут быть отнесены к маастрихтскому ярусу и сопоставлены с аналогичными по литологическому составу маастрихтскими отложениями Айбугира.

В Сарыкамышской впадине верхнемеловые отложения вскрыты буровыми скважинами, пройденными экспедицией Всесоюзного аэрогеологического треста. В центральной части впадины они залегают под палеогеном на глубине более 100 м. М. И. Соколов выделяет здесь маастрихтские отложения, представленные мергелистыми глинами (около 35 м), переходящими кверху в мергелистые известняки (7 м), и датские отложения, представленные светлосерым известняком (6 м).

К востоку от Сарыкамышской впадины верхнемеловые отложения вскрыты буровой скважиной, пробуренной Туркменским геологическим управлением на северной окраине Заунгузских Каракумов, у возвышен-

ности Зенгибаба. Они залегают здесь под толщей палеогеновых отложений, причем кровля верхнего мела находится на глубине около 400 м.

Нижняя часть разреза, вскрытого бурением, мощностью 116 м представлена серыми мелкозернистыми песчаниками, чередующимися с серыми глинами. Из фауны здесь содержатся лишь плохо сохранившиеся остатки устриц и раковинки не характерных фораминифер. По возрасту эта часть разреза может быть отнесена к сеноману — турону.

Выше залегают толща светлосерых и зеленоватых мергелей общей мощностью 254 м, содержащих обильную фауну фораминифер и остатки моллюсков, брахиопод и морских ежей. По составу фауны фораминифер нижняя часть толщи мощностью около 70 м отнесена В. Т. Балахматовой к сантону и коньяку (?), а остальная часть толщи, свыше 180 м мощности, — к кампану и маастрихту. Верхнесенонский (кампан—маастрихт) возраст верхней части толщи подтверждается и составом макрофауны, среди которой присутствуют (по определениям Н. Н. Бобковой и Н. П. Луппова): *Terebratulina gracilis* Schloth., *Pecten* ex gr. *splendens* Sow., *Lima aspera* Goldf., *Gryphaea* (*Pycnodonta*) *vesicularis* Lam., *Exogyra* cf. *decussata* Goldf., *E.* cf. *lateralis* Nils. и аммониты родов *Baculites*, *Pachydiscus* и *Scaphites*. Среди последних необходимо отметить присутствие верхнемаастрихтской формы *Scaphites* ex gr. *constrictus* Sow., приуроченной к самой верхней части разреза, примерно в 20 м от кровли мергельной толщи.

Вопрос о наличии в разрезе данной скважины датского яруса не выяснен. В. Т. Балахматовой к датскому ярусу предположительно отнесена нижняя часть 19-метровой глинисто-мергельной пачки, залегающей на маастрихтских отложениях и содержащей ассоциацию фораминифер, свойственную палеоценово-датским отложениям (см. раздел «Палеоген»). Не исключена, однако, возможность, что указанная пачка принадлежит целиком к палеогену.

Побережье Аму-Дарьи (ниже Чарджоу)

Низовья Аму-Дарьи

Впервые присутствие меловых отложений в низовьях Аму-Дарьи констатировал Н. П. Барбот де Марни в 1874 г. (1875), который описал эти отложения на правом берегу реки между Нукусом и Султануиз-Дагом. Г. Д. Романовский (1878—1890) и И. И. Лагузен (1884), определявшие фауну, собранную Барбот де Марни, отнесли меловые отложения, слагающие холм Беш-Тюбе, к сеноману, турону и сенону.

С 1913 по 1915 г. изучением верхнемеловых отложений низовьев Аму-Дарьи занимался А. Д. Архангельский, который в ряде работ дал описание их стратиграфии и фауны (1915б, 1916а, б, 1931). Краткие сведения об этих отложениях приводятся Н. П. Лупповым (1946а). Новые данные по верхнемеловым отложениям в низовьях Аму-Дарьи получены при производившихся в 1951 г. исследованиях Узбойской аэрогеологической экспедиции (А. А. Ямнов, М. И. Соколов и др.).

Верхнемеловые отложения тянутся по правому берегу Аму-Дарьи непрерывной полосой от Султануиз-Дага до Нукуса. На левом берегу они выходят в виде изолированных останцов в районе к западу от Ходжейли (Чункак, Гяур-Кала, Музлумхан и др.) и Тахиа-Таша (бугор Кетменчи). Лишь небольшая часть этих выходов расположена на территории Туркменской ССР.

Турон. Наиболее древние слои, относящиеся к верхнему мелу, обнажаются на правом берегу Аму-Дарьи по склонам возвышенностей Беш-Тюбе и Кош-Тюбе. Они представлены серыми, зеленовато-серыми и охристо-желтыми мелкозернистыми кварцево-олигомиктовыми, глауконитовыми, частью загипсованными песками (рис. 28). В районе Беш-Тюбе в низах верхней трети этой толщи залегает горизонт зеленовато-серых то более, то менее песчаных глин и алевроитов мощностью от 7 до 13 м. Общая видимая мощность толщи достигает 40—50 м.

Ниже глинистого горизонта в песчаной толще содержится богатая фауна, приуроченная к караваям песчаников: *Mammites nodosoides* Schloth., *Acanthoceras amudariense* Arkh., *Placentoceras kharemsense* L a h., *Scaphites amudariensis* Arkh., *Metasigaloceras rusticum* S o w. и др., а также определенные С. А. Добровым иноцерамы: *Inoceramus labiatus* Schloth., *In. cuvieri* S o w., *In. aff. striatus* M a n t. и др. Приведенная фауна, как указывал еще А. Д. Архангельский, позволяет отнести описанные слои к нижнему турону. В песках, залегающих над глинами, встречаются зубы акул *Odontaspis gigas* W o o d w., *Lamna appendiculata* A g., *L. semiplicata* A g. и редкие аммониты *Placentoceras kharemsense* L a h.

Более высокие слои туронского яруса обнажаются на правом берегу Аму-Дарьи к западу от Беш-Тюбе. На описанных песчаных отложениях залегает толща мощностью около 10—12 м, состоящая в основном из мелкозернистых и тонкозернистых, грязносерых загипсованных песков, переслаивающихся с серыми алевроитами и зеленовато-серыми глинами; пески в общем преобладают. Нижние 1,5—2 м песков содержат линзы тонкозернистого кварцево-олигомиктового песчаника с обильной, но плохо сохранившейся фауной, среди которой присутствует верхнетуронский аммонит *Prionotropis woolgarti* M a n t. В основании песчанниковой толщи залегает прослой (0,1—0,2 м) фосфоритового гравия, содержащий большое количество зубов акул и скатов *Ptychodus mammillatus* A g., *Corax falcatus* A g., *Odontaspis gigas* W o o d w. и др. Первый из названных видов в Туркменской ССР известен исключительно в верхнем туроне, остальные формы имеют более широкое вертикальное распространение.

Коньяк (?) — нижний сантон (свита мысканата). Выше палеонтологически охарактеризованных морских отложений верхнего турона и ниже песчано-глинистых слоев верхнего сантона, частично замещая последние, залегает субаквальная (частью делювиальная, частью, повидимому, аллювиальная) толща, сложенная диагонально-слоистыми кварцево-олигомиктовыми зеленовато- и желтовато-серыми песками и рыхлыми песчаниками.

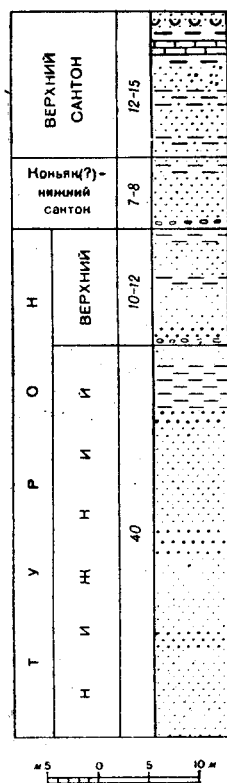


Рис. 28. Разрез верхнего мела низовьев Аму-Дарьи

1—глины; 2—песчанистые глины; 3—песчаники; 4—пески; 5—пески с устричными банками; 6—конгломераты; 7—фосфориты

Последние часто содержат полуокатанные плитки зеленовато-серых, реже розоватых глин и алевролитов (происходящих частью из размытой толщи турона), залегающие обычно в виде прослоев и линз. Пески местами подстилаются конгломератом из крупных галек глинистого известняка и глинистых серых алевролитов.

Отложения свиты мысканата венчают толщу верхнего турона на правом берегу Аму-Дарьи и обнажаются в останцах меловых пород на левобережье у Тахиа-Таша и Ходжейли. Выходы этих отложений у Ходжейли ранее были отнесены А. Д. Архангельским (1931) к сеноману. Из органических остатков в них встречаются только неопределимые мелкие обломки устриц и крупные обломки ожелезненной древесины. Видимая мощность отложений этой свиты нигде не превышает 7—8 м.

Залегая на палеонтологически охарактеризованных верхнетуронских отложениях и покрываясь верхнесантонскими, слои мысканата могут быть отнесены к коньяку и нижнему сантону.

Верхний сантон. Палеонтологически охарактеризованные сантонские отложения обнажаются в мелких структурах левобережья Аму-Дарьи у Тахиа-Таша и Ходжейли. Здесь на свиту мысканата налегают мелкозернистые кварцево-олигомиктовые, слюдистые пески, переходящие иногда в верхних и средних горизонтах в зеленовато-серые более или менее песчаные глины. К западу от Ходжейли средняя часть песчаной толщи замещена зеленовато-серыми то более, то менее песчанистыми глинами, достигающими максимальной мощности 6 м. Общая мощность песчано-глинистой толщи около 10 м.

Из фауны в песках встречаются редкие *Exogyra* sp. и *Ostrea canaliculata* Sow., в глинах *Pteria tenuicostata* Roem. и *Belemnitella praecursor* Stoll. Совокупность упомянутых форм определяет верхнесантонский возраст толщи.

На контакте описанной песчаной толщи с вышележащим известняком наблюдается прослой фосфоритов мощностью 0,1—0,3 м. Верхние горизонты песков и фосфоритовый горизонт содержат зубы акул *Scapanorhynchus raphodon* Ag., *Odontaspis macrorrhiza* Core, *Lamna appendiculata* Ag. и др.

Выше залегает известняк то детритусовый, пористый, сильно песчаный, то массивный, мелкокристаллический, с плохо сохранившейся фауной. Мощность его обычно не превышает 0,5 м, но к западу и северо-западу от Ходжейли увеличивается до 2—2,2 м. Над пластом известняка снова наблюдается тонкий пласт фосфоритовых желваков. В некоторых разрезах прослой фосфоритов выше и ниже известняка исчезают, а известняк становится сильно песчанистым, переходя в известковистый песчаник, в котором рассеяны в большом количестве хорошо окатанные грави и галька фосфоритов.

Разрез сантона венчается толщей мелкозернистых кварцевых, слюдистых песков, в нижней и средней части переполненных устрицами. Последние образуют устричные банки и в основном, повидимому, принадлежат к новым видам; в нижних горизонтах устричная толща переходит иногда в рыхлый устричный сильно песчанистый известняк. Мощность песчаной устричной толщи достигает 2,5—3 м. Устричными песками заканчивается разрез верхнего мела.

Питнякский район

На северо-восточной окраине Заунгузских Каракумов, на небольшой площади (до 80 км в длину и свыше 30 км в ширину), примыкающей

к Аму-Дарье, на поверхность выходят дислоцированные верхнемеловые отложения. Площадь выходов этих пород известна в литературе как Питнякский район по названию одного из ближайших кишлаков Хорезмского оазиса.

Осадки «меловой формации» здесь были впервые установлены еще в 1873 г. по коллекции окаменелостей, собранных во время Хивинского похода русской армии. В 1874 г. Н. П. Барбот де Марни (1875) установил широкое распространение этих отложений. Но лишь после исследований А. Д. Архангельского в 1913—1915 гг. (1914, 1916а, 1931) появилась обоснованная и тщательно проработанная схема стратиграфического расчленения верхнемеловых отложений низовьев Аму-Дарьи. Последующие детальные геологические съемки Питнякского района, которые проводили в северной части А. И. Смолко в 1933—1935 гг. (1934б, в, 1936а) и в южной Г. Я. Крымгольц в 1942 г. (1946), позволили уточнить первоначальную схему А. Д. Архангельского. Сопоставление стратиграфических схем А. Д. Архангельского, А. И. Смолко и Г. Я. Крымгольца дано в табл. 4.

Таблица 4

Схема стратиграфии верхнего мела Кызылкумов и Питнякского района

Литологическая характеристика	Кызылкумы, по А. Д. Архангельскому (1913—1915)	Питнякский район			
		Северная часть, по А. И. Смолко (1933—1935)		Южная часть, по Г. Я. Крымгольцу (1942)	
Глины	Палеоген (?)	Палеоген		Нижний эоцен	
Фосфориты				Маастрихт	
Пески	Маастрихт	Маастрихт		Маастрихт	
Известняки				Кампан	Кампан
Песчаники				Сантон	
Фосфориты	Кампан	Кампан		Кампан	
Глины				Сантон	Отсутствует
Фосфориты	Сантон	Отсутствует		Сантон (?)	
Песчаники				Турон	Турон
Фосфориты	Турон	Турон		Верхний турон	
Глины				Сеноман	Сеноман
Песчано-глинистые отложения	Сеноман	Хырбулакская свита	Средняя часть		
			Султансанджарская свита	Нижняя часть	

Верхнемеловые отложения, повидимому, согласно налегают на альбские, с которыми связаны постепенным переходом. К такому выводу можно прийти в результате изучения обнажений Султануиз-Дага и Кульджуктау (Кызылкумы).

Очень интересные данные об отложениях, подстилающих верхний мел, были получены в 1951—1952 гг. при бурении глубоких скважин трестом Средазнефтеразведка в Питнякском районе. В опорной скважине № 1, заданной на своде Султансанджарской антиклинали, до глубины 126 м продолжались сеноманские зеленые и светлосерые глины с прослоями алевролитов, песчаников и редких пластов известняков. В интервале 126—306 м здесь были пройдены мелко- и среднезернистые пески и песчаники с подчиненными слоями серых глин; эти отложения А. Г. Бабаевым условно отнесены к альбу, но Н. Е. Минакова считает возможным по составу микрофауны считать их еще сеноманом. Наконец, в интервале 306—408 м скважиной № 1 были пройдены серые и черные глины, переслаивающиеся с алевролитами и песчаниками, условно отнесенными А. Г. Бабаевым к апту.

Более глубокие горизонты были вскрыты разведочной скважиной № 1, заданной на своде Тюямуюнской антиклинали. Здесь нижняя часть отложений (свыше 650 м) представлена серыми и темносерыми песчаниками от мелко- до крупнозернистых с редкими включениями гравия и галек и с подчиненными прослоями очень крепких черных сланцеватых глин. Из этих отложений на глубине 751,5—751,9 м Т. А. Сикстель были определены среднеюрские (возможно нижнемеловые?) растительные остатки: *Contiopteris* типа *C. hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *Czecanowskia latifolia* Turut., *Eboracia* sp., *Cladophelis* sp. ex gr. *Cl. browniana* (Dunk.) Sew.

Сеноман. По берегам впадин Султан-Санджар и Коша-Булак, приуроченных к ядрам одноименных антиклиналей, на дневную поверхность выходят самые древние породы Питнякского района — султансанджарская свита (рис. 29). Это зеленовато-серые ярозитовые и гипсоносные глины, чередующиеся с пачками серых и желтовато-серых песков и песчаников с прослоями темнобурых конгломератов из мелких глинисто-мергелистых галек. Характер разреза отличается непостоянством: отдельные пачки песков и песчаников на коротком расстоянии выклиниваются или, напротив, резко увеличиваются в мощности, меняют свою окраску, замещаются глинами и вновь превращаются в пески. Видимая мощность свиты свыше 75 м.

Султансанджарская свита охарактеризована фауной гастропод (*Turritella* sp.) и особенно пеллеципод: *Trigonia spinosa* Park., *Tr. crenulata* Lam. subsp. *turkestanensis* Arkh., *Tr. aliformis* Park. var., *Nucula pectinata* Sow. var. *tenucostata* Morgd., *Crassatella*, *Lima*, *Spondylus*, *Cardium*. Присутствуют также многочисленные устрицы *Liostrrea glabra* Meek, *Alectryonia dichotoma* Bayle, *Gryphaea*

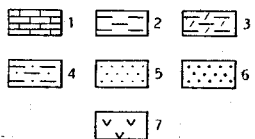
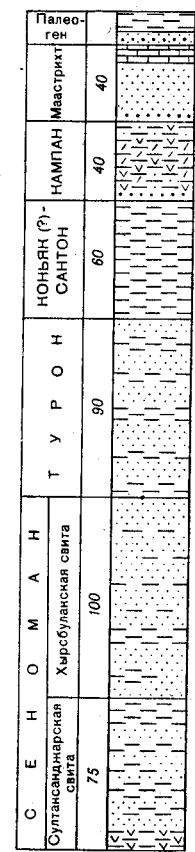


Рис. 29. Разрез верхнего мела Питнякского района

1—известняки; 2—глины; 3—известковистые глины; 4—песчаные глины; 5—пески и песчаники; 6—фосфориты; 7—гипсоносные породы

(*Pycnodonta*) cf. *costei* Coq., *Exogyra columba* Lam., *Ex. conica* Sow. и *Ex. haliotidea* Sow.

Присутствие морской фауны и характер осадков, отличающихся сильной фашиальной изменчивостью, свидетельствуют о том, что накопление осадков султансанджарской свиты происходило в условиях мелководного морского режима.

Широкие своды всех крупных антиклиналей Питнякского района сложены так называемой хырсулакской свитой, площадь выходов которой здесь больше, чем всех остальных верхнемеловых пород, вместе взятых. Литологически отдельные пачки пород этой свиты не отличаются от соответствующих по составу пластов султансанджарской свиты или вышележащего турона. Здесь также имеются ярозитовые или песчаные глины, но преобладают пески и песчаники. Хырсулацкие отложения обычно имеют серый или желтоватый цвет, но в нижней части их иногда наблюдается пестрое окрашивание в красный, фиолетовый, зеленый и черный цвета; распределение окраски беспорядочное, невыдержанное по простиранию. Отложения отличаются чрезвычайной изменчивостью по простиранию. Замещение одних пород другими часто происходит настолько резко, что сопоставление даже соседних обнажений представляет значительную трудность. Мощность свиты превышает 100 м.

Накопление отложений хырсулацкой свиты происходило в условиях чередования прибрежно-морского режима с наземным. Эта толща бедна остатками фауны. Только в самых верхних и реже в самых нижних горизонтах встречаются раковины гастропод (*Turritella* sp.), а чаще пелелипод (*Nucula*, *Trigonia syrdariensis* Arkh.), *Pecten*, *Lima*, *Cucullaea*, *Crasatella*, *Cardium*, *Anomia*, *Liostraea delectrei* Coq., *Exogyra conica* Sow., *Ex. haliotidea* Sow. и др.). По составу фауны хырсулацкую свиту можно отнести к сеноману, но следует подчеркнуть, что почти все встреченные в ней виды известны также в ниже- и вышележащих отложениях. Очевидно, в Питнякском районе имеет место постепенный переход от сеномана к турону.

Г. Я. Крымгольц относит хырсулацкую и султансанджарскую свиты к нижнему турону.

Турон. Отложения турона в Питнякском районе, по сравнению с сеноманом, отличаются выдержанностью пластов по простиранию и обильным содержанием фауны, особенно в нижних горизонтах. Турон представлен чередованием зеленовато- и желто-серых песков и глин со слоями известковистых песчаников, переполненных обломками раковин и иногда содержащих желто-бурые глинисто-мергелистые гальки. Общая мощность отложений достигает 90 м.

Песчаники переполнены разнообразной фауной; общий список форм достигает 90 названий, представленных 40 родами цефалопод, пелелипод, гастропод. Среди них находим руководящие формы турона: *Placenticerca placenta* De Kay, *Pl. kysylcumense* Arkh., *Inoceramus* cf. *lamarcki* Parkh., *Trigonia syrdariensis* Arkh., *Liostraea* sp., *Exogyra* cf. *turkestanensis* Vogt., несколько видов гастропод туронского облика (*Haustator*) и др. Но среди этой фауны встречается много и сеноманских форм: *Cucullaea ligeriensis* Orb., *Neithea quinquecostata* Sow., *N. quadricostata* Sow., *Trigonia crenulata* Lam. subsp. *turkestanensis* Arkh., *Exogyra haliotidea* Sow., *Ex. aff. africana* Lam. Встречается также много местных форм, из которых весьма характерна для нижних горизонтов турона Питнякского района *Exogyra asiatica* Arkh.

Коньяк (?) и сантон. Туронские отложения в Питнякском районе согласно и без перерыва покрываются однообразной толщей светлых зеленовато-серых неслоистых глин, не содержащих макрофауны. Мощность глин до 60 м. А. Д. Архангельский и А. И. Смолко эти отложения условно относили к турону. Г. Я. Крымголец установил, что обнаруженная в этих глинах ассоциация фораминифер и остракод не противоречит сенонскому возрасту, и считает возможным эти глины условно относить к коньякскому ярусу.

Выше описанных глин А. Д. Архангельским в Кызылкумах был установлен фаунистически охарактеризованный сантон. Г. Я. Крымгольцем в южной части Питнякского района к сантону отнесены серовато-желтые и желтовато-зеленые песчаники, а также уплотненные пески мощностью от 8 до 20 м. На одних участках в основании, а на других в кровле этого горизонта указывается тонкий прослой мелких фосфоритовых стяжений, обычно в форме ядер моллюсков. В песчаниках была обнаружена Г. Я. Крымгольцем следующая фауна: *Gryphaea (Pycnodonta) cf. costei* Соq., *G. (P.) cf. vesicularis* Lam., *Alectryonia* aff. *carinata* Lam. (поп Sow.).

В северной части Питнякского района, по данным А. И. Смолко, сантон отсутствует и кампанские глины непосредственно ложатся на коньякские (?) отложения.

Кампан. Кампанский ярус в Питнякском районе известен больше под названием мукронатовой зоны — зоны *Belemnitella mucronata*. Он представлен зеленовато-серыми гипсоносными глинами известковистыми (до перехода в мергели), в верхней части — песчанистыми. В основании глин залегает прослой, состоящий из мелких фосфоритовых конкреций и выполненных фосфоритом ядер моллюсков. Мощность этих глин около 40 м.

В кампанских глинах, кроме определяющей их возраст *Belemnitella mucronata* Schloth., встречаются *Crassatella macrodonta* Sow., *Plicatula hirsuta* Соq., *Inoceramus* ex gr. *balticus* Boehm, *Cucullaea*, *Neitheia* и многочисленные устрицы *Liostrrea lehmanni* Rom., *Alectryonia semiplana* Sow., *Al. unguolata* Schloth., *Al. dichotoma* Bayle, *Pycnodonta vesicularis* Lam., *Exogyra overwegi* Buch, а также некоторые гастроподы, остракоды и фораминиферы. В урочище Шейх-Арык в россыпи на поверхности глинистой толщи К. А. Сотириади собрал в 1949 г. небольшую коллекцию аммонитов, определенных Н. П. Лупповым: *Hoplitoplacenticerus* cf. *vari* Schlüt., *Pachydiscus* sp., *Scaphites* sp., *Baculites* cf. *vertebralis* Lam. (Луппов, 19526).

Маастрихт. Сравнительно глубоководные кампанские отложения постепенно как в фаунистическом, так и в литологическом отношении сменяются маастрихтскими. Этот плавный переход свидетельствует о непрерывном продолжении морского режима, хотя и менее глубоководного, в маастрихтском веке.

Маастрихт, представленный в Питнякском районе в основном лянцелатовой зоной, или зоной *Belemnitella lanceolata*, делится здесь на две толщи: 1) внизу песчаники и пески мощностью около 30 м и 2) сверху известняки мощностью до 10 м.

В урочище Учучак (правый берег Аму-Дарьи) в подошве маастрихта залегает фосфоритовый слой. Это пропитанный слоями фосфорнокислой извести и железа песчаник с мелкими конкрециями фосфоритов и ядрами моллюсков, выполненными фосфоритом. В других местах Питнякского района этот фосфоритовый слой отсутствует и в обнажениях можно наблюдать постепенный переход от кампанских глин, вверху песчанистых,

к маастрихтским зеленовато-серым, средне- и тонкозернистым пескам и песчаникам, внизу глинистым, а сверху известковистым (до перехода в песчанистые известняки). Разрез маастрихта завершается белыми и светлосерыми очень твердыми, отчасти кристаллическими известняками, внизу несколько песчанистыми.

В маастрихтских отложениях, кроме руководящей формы *Belemnites lanceolata* Schloth., очень часто встречаются устрицы *Liostrea lehmanni* Rom., *Alectryonia ungulata* Schloth., *Gryphaea (Pycnodonta) vesicularis* Lam., *Exogyra plicifera* Coq., *Ex. lateralis* Nils., раковины других пелеципод — *Plicatula*, *Neithea*, *Pecten*, *Lima*, в том числе *Lima (Limea) aralensis* Arkh., а также брахиоподы (*Terebratulina carnea* Sow.), развернутые аммониты (*Baculites anceps* Lam. var. *leopoldinus* Nowak) и гастроподы (*Turritella* aff. *kamyschtnensis* Arkh.). Говоря о верхнесенонской фауне, следует отметить почти полное отсутствие в ней видов, общих с туроном и сеноманом.

Точное положение кровли верхнего мела Питнякского района пока остается спорным. В урочище Мешекли (правый берег Аму-Дарьи) в самых верхних горизонтах маастрихтских известняков (там, где они покрываются палеогеном) найдены большие и массивные *Gryphaea (Gigantostrea) verhruda* Vial., принадлежащие к палеогеновой группе *Gryphaea (Gigantostrea) gigantea* Sol. Вблизи аула Шейх-Арык маастрихтские известняки покрываются четырехметровой толщей серых среднезернистых песчаников, содержащих у кровли фосфоритовый горизонт. Г. Я. Крымгольц эти пески относит к верхнему мелу, а фосфоритовый слой определяет как подошву среднего эоцена. По мнению А. И. Смолко, обнаружившего в песках два прослоя ракушняка из палеогеновых *Ostrea bellovacina* Lam. var. *chtoensis* Вига́с, контакт мела и палеогена совпадает со сменой маастрихтских известняков этими песками (см. табл. 4).

К юго-востоку от Питнякского района сенонские известняки, песчаники и песчанистые глины обнажаются в районе кишлака Кабаклы на правом берегу Аму-Дарьи (в 100 км выше Питнякского района). Здесь в толще зеленовато-серых глин, составляющих нижнюю часть разреза, К. А. Сотириади нашел в 1949 г. остатки аммонитов *Hoplitoplacenticeras vari* Schlüt. var. и *H. sp. n. aff. dolbergenis* Schlüt., указывающих на кампанский ярус (Луппов, 1952б). Верхняя часть разреза, представленная песчаниками и известняками с устрицами, соответствует маастрихтским отложениям Питнякского района.

Гаурдак-Кугитангский район

В Гаурдак-Кугитангском районе верхнемеловые отложения были впервые установлены в конце прошлого столетия И. В. Мушкетовым (1886), который пересек маршрутом самую юго-восточную часть района. Более подробные сведения о распространении, литологическом составе и фауне верхнемеловых отложений района содержатся в работах С. Н. Михайловского (1914) и А. Д. Архангельского (1917). С. Н. Михайловский дал первую стратиграфическую схему расчленения верхнемеловых отложений этой области, выделив сеноман, турон и сенон, и описал несколько руководящих форм.

В последующие годы геологические исследования района расширялись и углублялись в связи с геологической съемкой юго-западных отрогов Гиссарского хребта, изучением Гаурдакского серного месторождения и месторождений калийных солей. При этом разработка стратиграфии верх-

немеловых отложений не являлась основной целью работ, а производилась попутно (Чуенко, 1937а, б; Мирошниченко, 1933а; Данов, 1928). Сводка данных на 1939 г. по верхнемеловым отложениям Гаурдак-Кугитангского района приведена в работе Б. А. Борнемана (1940). Наиболее обстоятельно эти отложения изучались при тематических исследованиях последних лет (С. Н. Симаков, 1944—1946 гг.; Н. Н. Бобкова, 1950 г.; Е. Г. Винокурова, 1950 г.). С. Н. Симаковым разработана схема расчленения верхнемеловых отложений на ряд свит (к—у), прослеживающихся на всей территории Таджикской депрессии.

Верхнемеловые отложения в пределах Гаурдак-Кугитангского района слагают значительные площади и на всем протяжении имеют в общем однородное строение и сходный литологический состав. Они представлены морскими осадками с небольшим количеством маломощных горизонтов лагунных гипсоносных осадков, сложены преимущественно известково-глинистыми породами, обладают обильной и разнообразной фауной и характеризуются большой мощностью (до 1600 м). Эти отложения образуют непрерывную серию осадков, в которой присутствуют все ярусы верхнего мела. Недостаточная изученность заключающейся в них фауны пока еще не позволяет дать для всего разреза палеонтологически обоснованное детальное стратиграфическое расчленение на ярусы, подъярусы и зоны в соответствии с общепринятой международной стратиграфической шкалой. Вследствие этого приходится применять детальное подразделение на местные свиты.

Наиболее полный и типичный для всего района разрез верхнемеловых отложений находится в окрестностях пос. Гаурдак и был изучен рядом исследователей: А. В. Дановым, С. Н. Симаковым, Е. Г. Винокуровой, Н. Н. Бобковой. В настоящем очерке характеристика разреза приводится по данным Н. Н. Бобковой, которой определена и частично описана фауна пеллеципод из этого разреза. Разрез отложенный турона и сенона составлен к западу от горы Балахана, а сеномана — по склонам горы Тагара и по Кансаю (рис. 30).

Положение границы между нижним и верхним мелом пока еще точно не установлено. К фаунистически доказанным верхнемеловым отложениям относится свита I, залегающая совершенно согласно на подстилающих породах, которые относятся Н. П. Лупповым к верхнему альбу. Возможно, нижняя граница верхнего мела проходит ниже подошвы этой свиты.

Сеноман. Свита I отделяется от подстилающих отложений по появлению *Exogyra columba* L a m. и представлена в нижней части глинами с прослоями известняков-ракушняков с *Exogyra columba* L a m. и *Netheia* sp., красноцветных глин и серых мелкозернистых песчаников. Верхнюю часть свиты слагают преимущественно темносерые глины с двумя прослоями желтовато-серых известняков-ракушняков; эти известняки переполнены раковинами *Alectryonia dichotoma* В а у l e, наряду с которыми значительно реже встречаются *Exogyra columba* L a m. и другие пеллециподы. Общая мощность свиты около 180 м.

Сеноманский возраст свиты устанавливается по обилию *Exogyra columba* L a m., появляющейся только с сеноманского века.

Свита II, за исключением только самого верхнего горизонта, сложена глинами то темносерыми, то более светлыми зеленовато-серыми, содержащими небольшие сферосидеритовые конкреции с раковинами *Placentiaceras gaurdakense* L и р r o v, *Nautilus* sp., *Nucula* sp. и одиночными кораллами. Разрез этой свиты заканчивается весьма выдержанным по простиранию горизонтом желтовато-серых детритусовых и песчаных

Верхний ярус (?)	Верхний сенон		Нижний сенон		Турон		Сенoman		Верхний альб
	Ярус	Высота (м)	Ярус	Высота (м)	Ярус	Высота (м)	Ярус	Высота (м)	
XI	XII	45	IX	84.5	VII	250	V	75.2	105.8
X		230	VIII	172	VI	83.5	IV	117.1	177.9
							III	99	189.1
								110.5	
							II		
							I		

Exogyra spinosa Math.
Gyropleura cypliana Ryckh. var Alectryonia falcata Mort. Liostrea acutirostris Nils
Liostrea prima Rom. Ostrea tecticosta Gabb. var. nov Liostrea aff. tevesthensis Coq. Liostrea michailowskyi Born Exogyra ostracina Lam. Liostrea acutirostris Nils.
Pycnodonta vesicularis Lam.
Морские ежи рода Hemiaster Liostrea rouvillei Coq.
Pycnodonta costei Coq. Exogyra turkestanensis Born Pycnodonta costei Coq
Inoceramus labiatus Schloth. var lata Sow. Inoceramus labiatus Schloth.
Praeradiolites kugitangense Bobkova Placenticeras gaurdakense Luppov
Alectryonia dichotoma Bayle
Exogyra columba Lam.
Trigonia spinosa Park., Trigonia sp. nov.

км 50 0 50 100 150 км

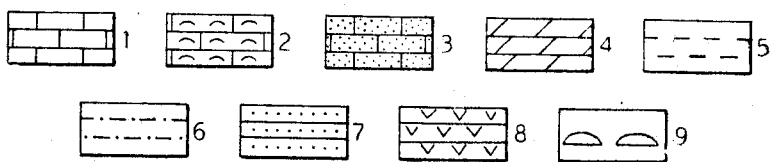


Рис. 30. Разрез верхнего мела Гаурдак-Кугитангского района

1—известняки; 2—известняки-ракушнякаи; 3—песчаные известняки; 4—мергели; 5—глины; 6—песчаные глины; 7—песчаники; 8—гипсы; 9—конкреции

известняков и известковистых песчаников, выступающих в рельефе местности резким карнизом. Среди геологов, работающих в Гаурдак-Кугитангском районе, этот горизонт известен под названием тагаринского, по названию горы Тагара, расположенной к югу от пос. Гаурдак. Породы тагаринского горизонта изобилуют органогенным детритусом: обломками раковин различных пелеципод, гастропод и морских ежей; определяемые остатки фауны редки. В обнажениях к северо-западу от пос. Кугитанг Н. Н. Бобковой найдено несколько экземпляров рудистов, принадлежащих к своеобразному новому виду *Praeradiolites kugitangensis* Bobkova, близкому к сеноманскому *Pr. sinaiticus* Douv. Общая мощность свиты II 189 м; максимальная мощность тагаринского горизонта 18—20 м.

Сеноманский возраст свиты определяется ее положением в разрезе: она залегает непосредственно на свите I с *Exogyra columba* Lam. и покрывается фаунистически охарактеризованными нижнетуронскими отложениями свиты III с *Inoceramus labiatus* Schloth.

Турон. Свита III подразделяется на две подсвиты. Нижняя из них сложена глинами, а в верхней части — мергелями. Глины обычно темно-серые, слоистые, нередко со скорлуповатой отдельностью на выветрелых участках. В нижней части глин встречаются очень редкие и тонкие (0,1—0,25 м) прослои темносерых мелкозернистых известковистых песчаников, несколько выше — еще более редкие прослои известняков-ракушняков с *Placenticeras* sp. и *Trigonia* sp. и отдельные конкреции глинистого сидерита. Верхний горизонт нижней подсвиты мощностью 12—15 м сложен светлосерыми, на выветрелых поверхностях почти белыми отчетливо слоистыми мергелями с подчиненными пропластками светлосерых известковых глин. Эта пачка очень хорошо прослеживается по всему Гаурдак-Кугитангскому району и устанавливается по присутствию светлоокрашенного делювия среди темных нижнетуронских глин даже в тех случаях, когда коренные выходы совершенно незначительны.

В мергелях в изобилии содержатся ядра *Inoceramus labiatus* Schloth. и *In. labiatus* Schloth. var. *lata* Sow., раковины мелких *Gryphaea* (*Pycnodonta*) sp. n. и *Pecten* sp. Мощность нижней подсвиты 110,5 м. Нижнетуронский возраст ее устанавливается достаточно обоснованно по присутствию многочисленных представителей *Inoceramus labiatus* Schloth., который является широко распространенной руководящей формой нижнего турона.

Верхняя подсвита сложена темносерыми, нередко известковистыми глинами, бедна фауной и сравнительно плохо обнажена в Гаурдак-Кугитангском районе. Она составляет, по видимому, верхние горизонты нижнего турона, однако определение возраста является условным из-за отсутствия руководящей фауны. Мощность верхней подсвиты около 100 м. Общая мощность всей свиты 210 м.

Свита IV представлена чередованием темносерых глин с прослоями (0,5—2,5 м) известняков-ракушняков, выступающих в рельефе в виде карнизов. В верхней части свиты появляются прослои зеленовато-серых мелкозернистых известковистых песчаников и песчаных ракушняков (0,1—0,25 м). В общем составе свиты глины преобладают. В известняках-ракушняках в изобилии находятся раковины *Gryphaea* (*Pycnodonta*) *costei* Coq.; по появлению этой устрицы отложения свиты IV легко могут быть отделены от подстилающих глин свиты III. Кроме указанной устрицы, в известняках-ракушняках встречаются *Liostraea jaxartensis* Simakov, *Liostraea delectrei* Coq., *Gryphaea* (*Pycnodonta*) *biauriculata* Lam., *Exogyra turkestanensis* Borp. и представители *Modiola*, *Lima*, *Spondylus*,

Plicatula, *Pecten* и некоторых других родов пелеципод; значительно реже встречаются морские ежи. Общая мощность свиты 117 м. Верхнетуронский возраст ее определяется по массовому появлению *Gryphaea* (*Pycnodonta*) *costei* Соq. и *Exogyra turkestanensis* Вогп.

Свита V имеет в основании гипсоносную пачку, представленную чередующимися пластами белых и розовых гипсов с красными и зелеными глинами и рыхлыми пестроцветными глинистыми песчаниками. Выше залегают темносерые глины с прослоями глинистых и мергелистых ракушняков, переполненных раковинами *Liostrea*; особенно много характерных для верхнего турона *Liostrea rouvillei* Соq., в отдельных пластах эти раковины являются пороодообразующими.

За пределами Гаурдак-Кугитангского района, к северо-востоку от него, в отложениях, соответствующих свите V, была найдена руководящая для верхнего турона форма — *Inoceramus lamarcki* Park. var. II Rенпг. Общая мощность свиты V — 75 м.

Нижний сенон. Свита VI имеет преимущественно мергельный состав: нижняя часть ее сложена светлосерыми и слегка желтоватыми, отчетливо слоистыми (0,25—0,30 м) мергелями с подчиненными прослоями таких же светлых мергелистых глин. В мергелях в изобилии встречаются неправильные морские ежи, главным образом относящиеся к видам *Hemilaster nucleus* Desog, *H. simakovi* Schmidt и *H. pseudoantiscus* Lamb., довольно много губок, изредка встречаются мелкие *Liostrea* и *Gryphaea*. Верхнюю часть свиты слагают зеленовато-серые глины с редкими прослоями светлых мергелей, в которых фауна встречается значительно реже; морские ежи в составе ее продолжают преобладать. Общая мощность свиты 83,5 м. Обилие морских ежей послужило основанием для ряда исследователей выделять ее нижнюю часть под названием «ежового» горизонта.

Нижнесенонский возраст свиты VI определяется комплексом морских ежей и присутствием в этой свите в более северных районах *Stantonoceras* ex gr. *guadalupae* Rоem. и *Inoceramus frechi* (Flegel) Andert.

Свита VII характеризуется большой мощностью, скудными органическими остатками и однообразным литологическим составом. Свита сложена темносерыми глинами с очень редкими и тонкими прослоями серых песчаных известняков и мелкозернистых известковистых песчаников. В средней части свиты выделяется пласт (до 0,60 м) ракушняка с крупными *Gryphaea* (*Pycnodonta*) sp. ex gr. *vesicularis* Lam. Общая мощность 250 м. Предположительно эта свита относится еще к нижнему сенону, так как она покрывается фаунистически охарактеризованными верхнесенонскими отложениями свиты VIII.

Верхний сенон. Свита VIII сложена темносерыми глинами с большим количеством прослоев известняков-ракушняков мощностью до 2 м. В нижних слоях свиты эти ракушняки нацело состоят из обломков раковин устриц, а выше отдельные пласты их переполнены не только обломками, но и целыми раковинами, принадлежащими различным видам *Liostrea*. По всей свите распространена *Liostrea acutirostris* Nils., характерная для верхнего сенона. В распределении других видов *Liostrea* наблюдается определенная последовательность, которая обуславливает следующий порядок горизонтов снизу вверх: а) горизонт с *Liostrea michailowskyi* Вогп.; б) горизонт с *Liostrea* aff. *tevesthensis* Соq. и *L. acutirostris* Nils.; в) горизонт с устрицами типа *Ostrea tecticosta* Gabb и г) горизонт с *Liostrea prima* Rоem. Каждый такой горизонт состоит из одного или двух пластов типичных ракушняков-устричников и имеет мощность от 2 до 5 м,

в последнем случае пласты устричников переслаиваются с глинами; между этими горизонтами располагается пачка глин без фауны мощностью до 40—50 м. Общая мощность свиты 172 м. Кроме указанных *Liostraea*, в свите встречаются единичные представители видов *Gryphaea (Pycnodonta) vesicularis* Lam. и *Exogyra ostracina* Lam. Весь указанный комплекс фауны хорошо определяет верхнесенонский возраст свиты VIII.

Свита IX представлена зеленовато-серыми и темносерыми глинами с прослоями глинистых ракушняков и желтовато-серых известняков-ракушняков с характерной устрицей *Alectryonia falcata* Mort., встречающейся в изобилии в ряде пластов. Наличие *Alectryonia falcata* Mort. позволяет отделить IX свиту от подстилающей VIII, сходной с ней по литологическому составу. В верхней части свиты IX, в одном из пластов известняков-ракушняков вместе с *Alectryonia falcata* Mort. встречаются небольших размеров рудисты *Gyropleura ciplyana* Ryskh. var. *gaurdakensis* Renng. (in coll.), а также в небольшом количестве *Modiola*, *Pecten* и *Perna*. Общая мощность свиты 84,5 м. Верхнесенонский (маастрихтский) возраст свиты определяется присутствием *Alectryonia falcata* Mort. и указанных рудистов.

Датский ярус (?). К Датскому ярусу условно отнесены три самые верхние свиты, подстилающие фаунистически охарактеризованные отложения палеогена.

Свита X сложена зеленовато-серыми песчанистыми глинами с тонкими (0,15—0,30 м) прослоями известковистых песчаников, мергелей и известняков-ракушняков. В последних содержатся многочисленные раковины экзогир типа *Exogyra spinosa* Math. и единичные морские ежи и губки. Мощность свиты 220—230 м. Эта свита условно относится к основанию датского яруса в соответствии со схемой расчленения верхнего мела, предложенной С. Н. Симаковым. В Гаурдак-Кугитангском районе нет прямых фаунистических данных для установления датского возраста свиты X, так как встреченная в ней *Exogyra spinosa* Math. распространена во всем верхнем сеноне. В Ширабад-Келифской гряде, по Бозрабатскому ущелью, С. Н. Симакову удалось найти в основании рассматриваемой свиты морского ежа *Rachiosoma krimica* Weber, установленного впервые из датских отложений Крыма. К юго-западу от указанного ущелья в средней части свиты X Н. Н. Бобковой было найдено несколько морских ежей, отнесенных О. И. Шмидт к виду *Hemiasper lacunosus* Slosser, характерному для нижнедатских отложений Северной Америки.

Свита XI в гаурдакском разрезе в основном скрыта осыпями и задернована; она хорошо обнажена по южной окраине района, в Ширабад-Келифской гряде, в окрестностях перевала Кара-Базар. Здесь эта свита представлена желтовато- и зеленовато-серыми очень грубослоистыми песчаниками, то плотно сцементированными, то рыхлыми, почти песками, без органических остатков. Мощность свиты XI около 45—50 м.

Свита XII образована грубослоистыми мелкокристаллическими белыми гипсами с пластами белых плотных гипсоносных известняков. В нижних пластах гипса наблюдаются тонкие прослойки серых гипсоносных глин. Эта свита слагает вершину горы Балахана, где верхняя часть ее уничтожена эрозией. Видимая мощность свиты 30—40 м.

Приведенное расчленение верхнемеловых отложений не полностью соответствует схеме расчленения, разработанной С. Н. Симаковым, (Шмидт и Симаков, 1953). Приблизительное сопоставление свит следующее: свиты I и II соответствуют верхней части свиты «k» и свите

«I», свиты III, IV и V — свитам «m», «n» и «o», свиты VI, VII, VIII и IX — свитам «p», «q», «r» и «s», а свиты X, XI и XII — свитам «t» и «u».

Общая мощность верхнемеловых отложений достигает 1650 м. В пределах Гаурдак-Кугитангского района она существенно не изменяется и является максимальной для всей области Таджикской депрессии, в самой юго-западной части которой располагается рассматриваемый район.

Характер верхнемеловых отложений Гаурдак-Кугитангского района и комплекс фауны из этих отложений свидетельствуют о следующей палеогеографической обстановке. В течение верхнемеловой эпохи рассматриваемый район представлял собой участок мелководного морского бассейна, возможно с небольшими островками и отмелями. Этот участок изредка испытывал небольшие колебания уровня, что приводило к образованию маломощных гипсоносных и красноцветных осадков; однако общее направление колебательных движений шло в сторону опускания, чем и обусловлены большая мощность верхнемеловых отложений и непрерывность их накопления.

На площади района происходило накопление преимущественно известково-глинистых осадков. В бассейне обитала разнообразная фауна, представленная пеллециподами, гастроподами, аммонитами, морскими ежами, губками, кораллами. Массовое развитие имели устрицы, раковины которых в ряде горизонтов верхнемелового разреза являются породообразующими. Наличие рудистов и обилие устриц, среди которых преобладают виды, свойственные средиземноморской провинции, свидетельствуют о сравнительно высокой температуре воды в рассматриваемом морском бассейне, его мелководности и обилии в нем света и пищи, столь необходимых для массового развития указанных организмов.

К концу верхнемеловой эпохи море постепенно мелело, глинистые остатки сменялись сначала песчанистыми, а затем гипсоносными, свойственными уже лагунам с повышенной соленостью воды. Изменение солености и общего режима бассейна повлекло за собой вымирание фауны, столь богатой еще в верхнем сенеоне; породы конца верхнемеловой эпохи содержат очень скудные остатки фауны, а в верхней гипсоносной свите они пока не установлены вовсе. Вот почему отложения датского яруса в большинстве районов Таджикской депрессии выделяются обычно условно, без должного палеонтологического обоснования.

Общая характеристика верхнего мела

В составе верхнемелового комплекса Туркменской ССР присутствуют исключительно осадочные отложения. Они представлены в главной своей части морскими образованиями. Континентальные и лагуно-дельтовые осадки распространены, насколько можно судить по имеющимся данным, на сравнительно небольшой площади в области юго-восточных окраин республики. В пределах Туркмении можно выделить два типа верхнемеловых отложений: западный и восточный, которые связаны переходами.

Западный («восточноевропейский») тип отложений развит в западных и центральных областях Туркмении: в Туаркыре, Большом и Малом Балханах, Западном и Центральном Копет-Даге, Центральных Каракумах. Здесь морской комплекс верхнего мела состоит из двух различно построенных частей: а) нижней, включающей отложения сенонамского яруса, выраженной песчано-глинистыми фациями и характеризующейся обильным содержанием глауконита в породах, и б) верхней, соответствующей отложениям турона, сенона и датского яруса и представленной кар-

бонатными и карбонатно-глинистыми отложениями: мергелями, мергелистыми глинами, известняками, а на северо-западе также пишущим мелом.

Среди ископаемых руководящее значение имеют иноцерамы, морские ежи (в особенности представители рода *Echinocorys*), цефалоподы, брахиоподы и простейшие. Последние играют основную породообразующую роль в составе карбонатных пород западных районов Туркмении. Верхнемеловые осадки западного типа обнаруживают по фауне сходство с верхнемеловыми осадками Мангышлака и юго-востока Европейской части СССР, а в Копет-Даге — также с фауной Северного Кавказа.

Восточный («среднеазиатский») тип верхнемеловых отложений развит на востоке: в Восточном Копет-Даге, Бадхызе и Гаурдак-Кугитангском районе. Он менее постоянен и имеет сложное строение. В области юго-западных отрогов Гиссарского хребта устанавливаются два цикла седиментации в верхнемеловую эпоху; оба цикла начинаются и завершаются мелководными, преимущественно лагунно-гипсовыми отложениями. Первый из них заканчивается в конце сеномана, второй — в датском ярусе. Сеноманские отложения восточного типа местами представлены глауконитовыми песчаниками, местами же (Бадхыз, Гаурдак-Кугитангский район) — глинистыми осадками. В области юго-западных отрогов Гиссарского хребта, где восточный тип отложений верхнего мела представлен в наиболее чистом виде, сенон и турон выражены, так же как и сеноман, глинами с прослоями устричников и песчаников, а датский ярус — глинами, песчаниками и гипсами.

Среди фауны в восточном типе на первое место выступают устрицы, иногда также тригонии, играющие ничтожную роль в фациях западного типа; в отдельных частях разреза присутствуют рудисты. Морские ежи, цефалоподы, брахиоподы, а также иноцерамы, занимающие руководящее место на западе, здесь отодвигаются на второй план или отсутствуют. Большое развитие получают местные формы и обитатели южных бассейнов Тетиса и среди них в первую очередь формы сирийско-африканской провинции. Осадки восточного типа широко распространены в областях Средней Азии, лежащих к востоку от границ Туркмении: в Таджикистане, Бухарской области, Кызылкумах, в долине Зеравшана, Фергане, а также в Северном Афганистане и северо-восточных районах Ирана.

В известной мере переходный характер имеют верхнемеловые отложения низовьев Аму-Дарьи и отчасти Юго-Восточного Устюрта, принадлежащие к «приаральскому типу», выделенному А. Д. Архангельским (1926). Здесь наряду с устрицами и тригониями (среди которых встречаются как европейские, так и местные, а также африкано-сирийские формы) в изобилии встречаются иноцерамы, брахиоподы и цефалоподы. Среди последних значительную роль играют среднеазиатские виды, а в верхнем сеноне также белемнителлы, почти отсутствующие в других районах Туркмении.

Постепенный переход от западного к восточному типу верхнего мела хорошо прослеживается в Копет-Даге. В Западном Копет-Даге распространены верхний мел восточноевропейского типа, в юго-восточном окончании советской части Копет-Дага верхний сенон и датский ярус имеют облик среднеазиатского верхнего мела, а нижний сенон, турон и сеноман должны быть причислены к несколько видоизмененному восточноевропейскому типу.

Верхнемеловая история Закаспия во многих отношениях еще очень слабо изучена. Осадки верхнемеловых морей на 95% его обширной площади скрыты под наслоениями кайнозоя, а изученность остатков организ-

мов далеко не всегда достаточна для точных хронологических сопоставлений разрезов, описанных в разных областях.

Нижнемеловая трансгрессия завершилась сильным обмелением моря в конце альбского века, когда в Копет-Даге, например, отлагались мощные толщи средне- и крупнозернистых песчаников. Некоторые авторы (А. Д. Нацкий, Н. П. Васильковский, М. П. Сукачева) сообщают о залежании сеномана на различных горизонтах верхнего альба в Западном Копет-Даге. В подошве сеномана попадает кварцевая и кремневая галька, указывающая на близость суши. Однако с начала сеноманского века снова наступает опускание, и в течение почти всего верхнемелового времени основная часть поверхности Туркмении была занята морем.

В составе осадков наблюдается значительное разнообразие фаций от прибрежных и даже лагунных до глубоководных. В сеномане трансгрессирующее море юго-востока Русской платформы на юг входит в сообщество с теплыми бассейнами Тетиса; это вызывает проникновение в Среднюю Азию южных фаун, влияние которых сказывается еще в очень слабой степени и главным образом в юго-восточных и восточных районах Туркмении.

На западе, в Туаркыре, Большом и Малом Балханах и Копет-Даге, состав фауны сеномана близок к европейской. Из пелеципод повсеместное распространение имеют *Exogyra conica* Sow., *Inoceramus crippsi* M a n t., *Plicatula inflata* Sow.; из цефалопод присутствуют представители рода *Schloenbachia*, насчитывающего в Копет-Даге до двух десятков видов, и *Acanthoceras*, а также развернутые формы: *Turrillites costatus* Lam., *T. laevigatus* Coq., *Scaphites aequalis* Sow., *Baculites* sp., *Hamites* cf. *simplex* Orb. (в Туаркыре) и др. Изредка встречаются одиночные *Belemnitellidae* (*Actinocamax* cf. *primus* Arkh. в Туаркыре), однако к этим формам уже в Туаркыре и в особенности в Копет-Даге присоединяются отсутствующие в сеномане Восточной Европы *Placenticeras* (*Pl. grossouvrei* Sem en.), *Puzosia planulata* Sow., *Puzosia chivensis* Arkh., *Trigonia* cf. *amudariensis* Arkh. (все формы, кроме *Puzosia planulata* из Копет-Дага), *Inoceramus etheridgei* Woods и др.

В Питнякском и Гаурдак-Кугитангском районах сеноман сохраняет лишь немногие восточноевропейские виды (*Exogyra conica*). На первое место здесь выступают местные формы (например, *Trigonia syrdariensis* Arkh., *Tr. crenulata* Lam. subsp. *turkestanensis* Arkh. в Питнякском районе) и даже африканские виды (*Alectryonia dichotoma* V a u l e и др.). Для Гаурдак-Кугитангского района характерно появление в верхах сеномана рудистов (*Praeradiolites kugitangensis* Bobkova).

Отложения сеноманского яруса как по литологическому составу, так и по характеру фауны довольно тесно связаны с отложениями альбского яруса и в некоторых случаях (например, в районе Гаурдака) благодаря сходству пород и переходному характеру фауны не могут быть четко отграничены от последних. На большей части туркменской территории глауконитовые песчаники сеномана являются завершающим членом мощной апт-сеноманской глауконитовой песчано-глинистой серии.

Отложениями туронского яруса начинается новый цикл седиментации, создавший в пределах большей части Туркмении однообразный комплекс белых или светлоокрашенных органогенных карбонатных и глинисто-карбонатных осадков. В составе пород туронского яруса во всем Копет-Даге, Большом и Малом Балханах, Туаркыре и, повидимому, в Центральных Каракумах основное место принадлежит фораминиферовым мергелям и

мергелистым глинам, переходящим в районе Большого Балхана в песчаный мергель.

В Юго-Восточном Устюрте и в низовьях Аму-Дарьи турон представлен песчанистыми фациями, а в Гаурдак-Кугитангском районе глинистыми сланцами. В Туаркыре и на северо-востоке в толще турона прослеживается прослой фосфоритовых конкреций. Анализ фаций указывает на значительную глубину моря в пределах большей части Туркмении; только в низовьях Аму-Дарьи и, может быть, в районе Большого Балхана и юго-западной части Копет-Дага отлагались осадки прибрежного характера.

В туронский век расширяется связь с центральными бассейнами Тетиса, откуда, начиная еще с сеноманского века, проникают в юго-восточные области Средней Азии новые ассоциации южных фаун, в частности пелелипод. Под влиянием их к началу туронского века здесь выработался специфический комплекс преимущественно устричной фауны, удержавшийся до конца сеноманского времени и сохранивший свое влияние даже на состав нижнетретичной фауны среднеазиатского типа. Ископаемая фауна туронских отложений Гаурдак-Кугитангского района полнее, чем в других районах Туркмении, отражает эти изменения органической среды.

Турон Питнякского района довольно хорошо охарактеризован палеонтологически. Рассматривая всю область нижнего течения Аму-Дарьи в целом, А. Д. Архангельский (1926) пришел к выводу, что самостоятельного значения эта зоогеографическая область не имеет и ее фауна представляет смесь тропических и местных среднеазиатских форм (*Exogyra*, *Trigonia*, *Placenticerus*, *Borissiakoceras*) и изменившихся и приспособившихся западноевропейских типов (*Prionotropis*, *Mammites*, *Puzosia*). Вместе с тем здесь присутствуют обычные в восточноевропейском туроне иноцерамы (*Inoceramus labiatus* Schloth., *In. lamarcki* Park.). Среди ископаемых здесь встречается еще много сеноманских форм, как европейских и космополитов (*Exogyra haliotidea* Sow., *Neithea quinquecostata* Sow.), так тропических (*Exogyra* aff. *africana* Lam.) и местных (*Trigonia crenulata* Lam. subsp. *turkestanensis* Arkh. и др.).

Сходный тип фауны развит и в Юго-Восточном Устюрте, где вместе с иноцерамами (*Inoceramus* cf. *labiatus*) присутствуют многочисленные аммониты (*Scaphites amudariensis* Arkh., *Placenticerus*, *Baculites romanovskii* Arkh., *Prionotropis woolgari* Mant. и др.).

Туронские отложения Бадхыза и Центральных Каракумов палеонтологически охарактеризованы очень слабо. Все же можно заключить, что фаунистически, так же как и фациально, турон в этих отложениях относится к восточноевропейскому типу. Руководящее место здесь, очевидно, занимают иноцерамы группы *Inoceramus labiatus* Schloth., *In. lamarcki* Park. и др., впрочем в числе последних в Каракумах указывается характерный для нижнеамударьинского (также и копетдагского) турона *Inoceramus amudariensis* Arkh.

Во всех районах советской части Копет-Дага туронский ярус представлен мергельной или мергельно-глинистой фацией и содержит обильную и характерную фауну морских ежей и иноцерамов, в целом принадлежащую к европейским и кавказским типам. Довольно распространенное мнение об отсутствии в Копет-Даге нижнего турона и даже о несогласном залегании турона на сеномане ни в коем случае не может считаться доказанным. Факты, собранные М. П. Сукачевой в Западном Копет-Даге и П. И. Калугиным в Центральном Копет-Даге, говорят, что повсюду турон согласно лежит на самых верхних слоях сеномана.

Присутствие в основании туронского разреза песчаников, констатированное в Центральном Копет-Даге в районе к северу от хр. Душак и в Западном Копет-Даге в бассейне долины Терсакан, также свидетельствует о наличии элементов постепенного перехода.

Как показали исследования последних лет, в самых нижних горизонтах турона в Копет-Даге присутствуют представители нижнетуронской группы *Inoceramus labiatus* Schloth. Поэтому нижние слои туронских отложений Копет-Дага можно выделить в качестве нижнего турона. Установленное в Западном Копет-Даге М. П. Сукачевой присутствие верхнетуронского *Inoceramus lamarcki* Park. на высоте 2 м от кровли сеномана (если не ставить вопрос о вертикальном распространении этой формы, встречаемой нередко в сообществе с *Inoceramus labiatus* Schloth.) указывает лишь на очень небольшую мощность нижнего турона в данном месте. Такое местное уменьшение мощности нижнего турона вполне возможно, если учесть, что общая мощность слоев, предположительно относимых к турону, в пределах Большого Балхана, по Н. П. Луппову, составляет всего около 0,4—0,6 м.

Туронские отложения Туаркыра еще слабо охарактеризованы палеонтологически. Н. П. Луппов, однако, отмечает большую аналогию фауны с фауной мангышлакского турона.

Сенонские отложения¹ Туркмении характеризуются в общем гораздо большей мощностью, пестротой фаций и большим изобилием и разнообразием органических остатков. При этом отмечается дальнейшее передвижение границы между отложениями среднеазиатского и восточноевропейского типов к северу и северо-западу.

В области юго-западных отрогов Гиссарского хребта в течение всего сенонского времени господствовал режим сравнительно неглубокого моря, отложившего почти километровую толщу сланцеватых, гипсоносных глин с устричными и тригониевыми банками и прослоями известняковых песчаников. Очень обильная в отдельных горизонтах фауна представлена в основном устрицами, которых здесь насчитывается десятки видов. Среди последних преобладают местные и тропические формы, хотя наряду с этим встречаются и космополитные виды, как *Gryphaea (Pycnodonta) vesicularis* Lam., *Exogyra overwegi* Vuch и др. Из цефалопод встречаются лишь *Placentceras* и *Stantonoceras*. В самых верхних горизонтах появляются рудисты (*Gyropleura*).

В сеноне Питнякского района преобладают песчанистые известняковые фации. Характер фауны здесь резко меняется: иноцерамы, тригонии и аммониты, играющие ведущую роль в туронских и сеноманских отложениях Приаралья, уступают свое место устрицам, среди которых имеется много форм, общих с сенонскими отложениями Бухарской области, юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Таджикистана. В верхнем сеноне Приаралья руководящую роль играют проникшие с севера *Belemnitella*.

Резкие изменения в составе осадков и характере фауны происходят в течение сенонского времени в Бадхызе и восточных районах Копет-Дага. В то время как в Западном и Центральном Копет-Даге вся толща сенона выражена мергельной фацией и содержит характерную фауну европейско-кавказского типа, представленную иноцерамами, морскими ежами, бра-

¹ Ввиду недостаточной изученности стратиграфии верхнего мела Туркмении сенонские отложения рассматриваются здесь без подразделения на ярусы.

хиоподами и развернутыми аммонитами, в Восточном Копет-Даге и Бадхызе только в нижнем сеноне и нижних горизонтах кампана встречаются белые и светлоокрашенные фораминиферовые мергели с европейско-кавказской фауной морских ежей, иноцерамов и брахиопод. Верхние же горизонты кампана и маастрихт выражены зеленоватыми глинами, устричниками и рудистовыми известняками. Резко изменяется также характер фауны, в составе которой основная роль переходит к устрицам, специфическим гастроподам, а в маастрихте — также к рудистам и пектенидам.

Среди ископаемых преобладают тропические (сирийско-африканские и индийские) и среднеазиатские формы. Иноцерамы, брахиоподы, морские ежи и аммониты вовсе отсутствуют или встречаются как исключение, в незначительном числе экземпляров. Обращает внимание развитие брюхоногих. Рудисты маастрихтского яруса Восточного Копет-Дага, очевидно, эквивалентны верхнесенонским рудистам юго-востока Средней Азии, которые сопоставляются Б. А. Борнеманом (1940) с рудистами самых верхних горизонтов мела (патанский ярус Нётлингá).

Описанные выше изменения фауны показывают, что в верхнем сеноне в Восточном Копет-Даге и Бадхызе восточноевропейский тип осадков сменился среднеазиатским. В области Гяурской антиклиналы в течение почти всего сенона сохраняется такой же тип осадков и фауны, как в Западном Копет-Даге, и только в самых верхах сенонских отложений появляются песчанистые мергели и известняки с оригинальной карликовой фауной морских ежей, брахиопод и устриц, к сожалению, почти еще не изученной.

Сенонские отложения Большого Балхана и Туаркыра в общем очень сходны с копетдагскими, от которых их отличают: а) исключительно мергельный тип осадков; б) меньшее развитие иноцерамов; в) отсутствие в Большом Балхане и некоторых участках Туаркыра маастрихта и г) присутствие пишущего мела в составе сохранившихся от размыва маастрихтских отложений Туаркырского района.

В Центральном и Западном Копет-Даге, а также в районе Большого Балхана и в Туаркыре в основании сенона прослеживается одна или несколько красных полос, которые, по видимому, служат указанием на обмеление моря. Н. П. Луппов и Н. К. Трифонов считают возможным наличие предсенонского размыва в районе Большого Балхана и Туаркыра. Весьма вероятно также значительное обмеление моря к концу туронского века в области юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Регрессия моря в начале сенонского времени указывается М. И. Соколовым также в низовьях Аму-Дарьи. Эта регрессия сменяется новой сенонской трансгрессией, по видимому, превосходящей туронскую. Но уже к концу сенонского времени снова намечается обмеление моря. В районе Большого Балхана и Туаркыра отложения датского яруса предшествовал размыв, местами нацело уничтоживший маастрихтские слои.

Отложения датского яруса отсутствуют в пределах значительной части Туркменской ССР. В юго-восточных районах республики — в Восточном Копет-Даге, Бадхызе и, вероятно, в Гаурдак-Кугитанском районе — датский ярус выражен лагунно-дельтовыми и отчасти континентальными отложениями (гипсами и гипсоносными красноцветными песчано-глинистыми породами). Только в центральных и западных районах Копет-Дага, Большом Балхане и Туаркыре развиты морские палеонтологически охарактеризованные отложения датского яруса, выраженные кварцевыми песчаниками с карбонатным цементом, песчанистыми известняками, мергелями и мелоподобными известняками.

Во всех названных районах толща датского яруса построена различно, но фациальный состав осадков указывает, что начавшаяся в конце сенонского времени регрессия продолжалась и в датское время. В западных районах Туркмении она вызвала значительное обмеление моря и соответствующие изменения в составе органического мира, населявшего это море. Из пелеципод сохраняются главным образом некоторые космополитические формы устриц — *Gryphaea* (*Pycnodonta*) ex gr. *vesicularis* Lam. и др.; нередко преобладающее место занимают морские ежи, в частности *Echinocorys sulcatus* Goldf., *Ech. depressus* Eichw., *Linthia bajsarenstis* Bajag. В области Гяурской антиклинали в отложениях датского яруса изобилуют наutilusы (*Nautilus danticus* Schloth.), переполняющие верхние горизонты. В основании датских слоев Гяурской антиклинали местами наблюдаются прослои и линзы желтых и краснобурых гипсоносных глин.

Поднятия в конце сенонского времени и в датском веке, охватившие громадную площадь, далеко превосходящую площадь Туркменской ССР, и продолжавшиеся в палеоценовое время, явились результатом движений, связанных с лярмийским тектогенезом.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ТРЕТИЧНАЯ СИСТЕМА

ПАЛЕОГЕН

Введение

Палеогеновые отложения северо-западных, юго-западных, центральных, юго-восточных и северо-восточных районов Туркменской ССР значительно разнятся между собой по своему фациальному характеру, и сопоставление их встречает довольно существенные затруднения. Благодаря этому обстоятельству до настоящего времени нет универсальной схемы стратиграфического подразделения палеогеновых отложений Туркмении.

По своему строению палеогеновые отложения подразделяются на несколько типов, краткая характеристика которых дается ниже, при рассмотрении соответствующих районов. Главнейшими из представленных здесь типов палеогеновых отложений являются: 1) мангышлакский (Туаркыр); 2) балханский; 3) западнокопетдагский; 4) восточнокопетдагский; 5) бадхызский; 6) таджикистанский (Гаурдак-Кугитангский район); и 7) западнокызылкумский (амударьинский).

Туаркыр

В районе Туаркыра палеогеновые отложения обнажаются на небольших участках в периферических частях Туаркырского антиклинального поднятия и в ядре Порсокупской синклинали. Характер палеогеновых отложений этого района известен по работам Н. П. Луппова (1931, 1932).

Разрез палеогеновых отложений Туаркыра, согласно Н. П. Луппову, начинается в Порсокупской синклинали в урочище Агоз небольшой пачкой песчаников и известняков, заключающих раковины крупных устриц (*Gryphaea nomada* Vial. var. *agosensis* Bugač. и др.) и теребратул. Мощность этой пачки 3,5—4 м; она залегает на датских известняках без видимых признаков несогласия. В других разрезах (Ходжасу) этот го-

ризонт представлен песчано-мергельными слоями с *Vulsella* sp. и теребратулами мощностью 3 м. Н. П. Луппов первоначально относил рассматриваемые слои к палеоцену или нижнему эоцену (1931), а позднее к эоцену (1932). Первое толкование их возраста было более правильным, так как эти слои, судя по всем данным, следует рассматривать в качестве ближайшего стратиграфического аналога палеоценовых и нижнеэоценовых слоев Мангышлака.

В других местах разрез палеогена начинается рыхлыми, ярко окрашенными или белыми мергелистыми породами с марказитом или плотными зеленоватыми мергелями с гипсовыми прослоями. У родника Ходжасу белые мергели с шарообразными конкрециями марказита, достигающие мощности 15—20 м, залегают на песчано-мергельных слоях с *Vulsella* и теребратулами. В описываемой толще встречены лишь фораминиферы.

Краткие и весьма схематизированные данные относительно строения рассматриваемой части палеогенового разреза Туаркыра, приводимые Н. П. Лупповым, не позволяют, к сожалению, подойти с уверенностью к более детальному его расчленению, которое естественно напрашивается при сопоставлении с соседними районами (Красноводский полуостров, Большой Балхан, Мангышлак). Тем не менее следует отметить, что сходство описываемого разреза с нижеприводимыми разрезами Красноводского полуострова и Большого Балхана заставляет предполагать здесь присутствие двух толщ: нижней, представленной пестроокрашенными мергелями и соответствующей пестроцветным мергелям Красноводского полуострова и кыргызской свите Большого Балхана, и верхней, представленной белыми мергелями и отвечающей белой мергельной пачке, залегающей на Красноводском полуострове между пестрыми мергелями и рыбными слоями. Эти белые мергели могут быть сопоставлены также со среднеэоценовыми белыми мергелями Мангышлака и зеленовато-серыми мергелями Дагестана.

Более выдержанным горизонтом являются вышезалегающие верхнеэоценовые шоколадно-коричневые известковые глины с тонкими гипсовыми прослоями; мощность глин 25—30 м. Характер описываемых слоев и заключенная в них фауна (селахии, фораминиферы) позволяют считать их ближайшим аналогом рыбных слоев Мангышлака и Красноводского полуострова и верхней части огланлинской свиты Большого Балхана (верхний эоцен). Описываемая толща местами залегает непосредственно на меловых слоях.

Верхняя часть палеогеновых отложений Туаркыра представлена зелеными, иногда коричневыми сланцеватыми гипсоносными глинами, относимыми Н. П. Лупповым к олигоцену. Верхние горизонты этой толщи срезаны среднемиоценовой трансгрессией. Наблюдаемая мощность ее не превышает 60 м.

Красноводский полуостров

На Красноводском полуострове палеогеновые отложения обнажаются из-под более молодых отложений в северном и местами в южном чинках Красноводского плато и выходят в пониженных участках рельефа на северо-востоке (Кошобинская впадина) и юго-западе (урочище Намарт к северу от Красноводска).

Присутствие палеогена на Красноводском полуострове впервые указано Н. И. Андрусовым (1905). Более полная характеристика палеогено-

вых отложений района дана М. Ф. Двали (1932), Г. А. Лебедевым (1932) и Л. А. Никитюк (1932). Разрез Кызылкупа позднее детально изучен в 1938 г. О. С. Вяловым (1945г, 1947а, б).

Наиболее полный разрез палеогена вскрыт на южном берегу залива Кара-Богаз-Гол и в Кошобинской впадине. Здесь палеогеновые отложения на основании данных М. Ф. Двали, Л. А. Никитюк, А. В. Данова и О. С. Вялова могут быть расчленены на следующие четыре свиты (рис. 31):

1. Палеоцен — нижний эоцен. Свита пестроцветных мергелей и известковистых глин (34 м) является стратиграфическим аналогом кыргызской свиты Большого Балхана, а также находит близких аналогов среди палеоценовых—нижнеэоценовых отложений северо-восточного Кавказа.

2. Средний эоцен. Свита белых мергелей (около 12 м) соответствует нижней части огланлинской свиты Большого Балхана, а также свите зеленых оскольчатых известняков северо-восточного Кавказа.

3. Верхний эоцен. Рыбные слои, образованные однородной толщей светлокорице-вых сланцеватых известковистых глин с остатками селахий (около 23 м), представляют аналог верхней части огланлинской свиты Большого Балхана и соответствуют рыбным слоям Мангышлака и слоям с *Lyro-lepis caucasica* Rom. Северного Кавказа.

4. Верхний эоцен—олигоцен¹. Оливково-зеленые сланцеватые глины с ярозитом. Мощность этих глин, по М. Ф. Двали, достигает 190—220 м. Несколько меньшая мощность толщи (около 170 м) указывается О. С. Вяловым (1945г), который разделяет ее на три части: а) зеленые известковистые глины (20 м); б) зеленые глины с прослоями и линзами песков и песчаников (около 50 м); в) зеленые пластичные глины (около 100 м). Выше залегают желтовато-бурые и зеленовато-серые известковистые глины с *Pseudamusstum*, описание которых дано в разделе «Неоген».

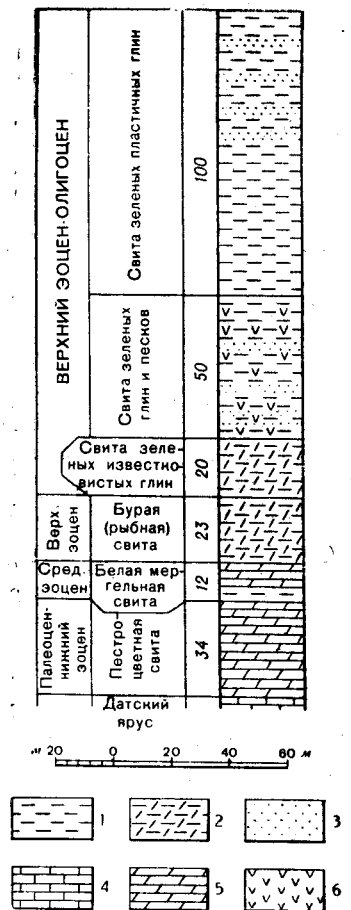


Рис. 31. Разрез палеогена в урочище Кызылкуп на южном берегу залива Кара-Богаз-Гол (по О. С. Вялову)

1—глины; 2—известковистые глины; 3—пески и песчаники; 4—известняки; 5—мергели; 6—гипсоносность пород

Большой Балхан

Палеогеновые отложения присутствуют лишь на северном крыле антиклинали Большого Балхана. Они обнажаются в двух изолированных участках в центральной части крыла у Огланлы и на северо-западном его конце близ мыса Иртыкбурун.

¹ Глинистая толща отнесена М. Ф. Двали целиком к олигоцену. О. С. Вялов значительную часть ее относит к верхнему эоцену.

Палеогеновый разрез у Огланлы детально изучен А. В. Дановым; некоторые данные о палеогене Иртыкбуруна опубликованы О. С. Вяловым и Н. П. Лупповым (1945а, б).

Палеогеновые отложения Большого Балхана в разрезе у Огланлы подразделяются А. В. Дановым на следующие три свиты (рис. 32):

1. Кяризская свита представлена чередованием зеленых и кирпично-красных песчаников мощностью 115—125 м. В нижней ее части встречаются остатки брахиопод, а в средней части — редкие раковины устриц (*Amphidontaeversa* Melle v.) и гастропод. По возрасту рассматриваемая свита принадлежит к палеоцену — нижнему эоцену, являясь стратиграфическим аналогом толщи пестроцветных мергелей Красноводского полуострова и Туаркыра. Близкие аналоги этой свиты могут быть указаны также среди палеоценовых — нижнеэоценовых отложений северо-восточных районов Кавказа (Дагестан и др.).

2. Огланлинская свита представлена в Большом Балхане трепеловидными сланцами, мергелями и зеленоватыми ископаемыми бентонитовыми глинами мощностью 110 м. Эта свита заключает в изобилии остатки рыб, раковинки фораминифер, радиолярий и скелеты диатомовых. По возрасту она соответствует среднему и верхнему эоцену. Ближайшими аналогами верхней части огланлинской свиты являются рыбные слои Красноводского полуострова, Туаркыра и Мангышлака, а также лиролеписовые слои Северного Кавказа. В Малом Балхане вероятным стратиграфическим аналогом огланлинской свиты является толща зеленовато-бурых песчанистых глин, переслаивающихся с шоколадными глинами, заключающими в большом количестве остатки седахий.

3. Свита зеленых сланцеватых песчанистых глин. Верхняя часть палеогенового разреза Большого Балхана образована толщей сланцеватых песчанистых гипсоносных глин зеленовато-бурых и оливково-зеленых, чередующихся в нижней части с глинистыми песчаниками. Палеонтологические остатки в ней принадлежат преимущественно ихтиофауне. Мощность толщи сильно изменяется в зависимости от степени последующего размывания и в наиболее сохранившихся разрезах Большого Балхана составляет до 200 м. По возрасту эта свита соответствует нижнему олигоцену и, возможно, верхней части эоцена.

Стратиграфические аналоги рассматриваемой свиты, помимо Красноводского полуострова и Туаркыра, известны частично также в Малом Балхане, где они представлены зеленовато-бурыми песчанистыми, частью гипсоносными глинами, в которых проходят прослои глинистого мергеля с *Ostrea prona* Wood. В Западном Копет-Даге ей соответствует торым-

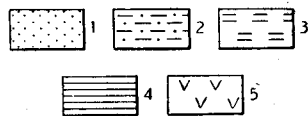
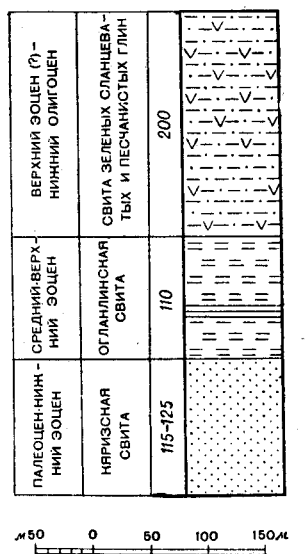


Рис. 32. Разрез палеогена в урочище Кяриз на северном крыле антиклинали Большого Балхана

1—песчаники; 2—глинистые песчаники и песчаные глины; 3—трепеловидные сланцы; 4—бентонитовые глины; 5—гипсоносные породы

беурская свита. Верхние горизонты палеогенового разреза в Большом Балхане срезаны континентальными неогеновыми отложениями.

У Иртыкбуруна, по данным О. С. Вялова и Н. П. Луппова (1945а, б), присутствуют лишь низы палеогеновой серии, несогласно покрытые неогеном. Здесь развита толща песков и песчаников мощностью до 80 м, соответствующая кыргызской свите вышеприведенного разреза, но содержащая более многочисленные остатки фауны. В основании ее О. С. Вяловым и Н. П. Лупповым указываются светлосерые известковистые песчаники и белый органогенный известняк общей мощностью до 7 м, среди фауны которых присутствуют *Gryphaea nomada* Vial. var. *agosensis* Виганца, характерная для низов палеогена Туаркыра, а также устрицы, сходные с видами из палеогена Египта. Песчаная толща покрывается зелеными глинами, возможно представляющими фациальное изменение нижней части огланлинской свиты.

Западный Копет-Даг

Палеогеновые отложения пользуются широким распространением в пределах Западного Копет-Дага. Они занимают обширную площадь в низкогорной области к западу от Кызыл-Арвата и встречаются на небольших разрозненных участках в северных предгорьях между станциями Кодж и Бама.

Впервые отложения палеогена Западного Копет-Дага изучались в 1913 г. Н. И. Андрусовым (1914), подразделившим его на шесть свит, из которых третью снизу (котурскую) свиту он отнес предположительно к верхнему эоцену, а пятую (торымбеурскую) — к нижнему олигоцену.

Исследованиями И. И. Никишича (1931, 1932), В. Н. Огнева (1933), В. В. Александрова (1932б), А. Р. Бурачека, М. П. Сукачевой и М. И. Варенцова, проводившимися в 1925—1938 гг., данные о палеогеновых отложениях были значительно пополнены. М. И. Варенцов (Варенцов и Суворов, 1940) впервые указал на большое сходство западнокопетдагского разреза палеогена с кабристанским (табл. 5).

О. С. Вялов, изучивший в 1938 г. разрез палеогена в районе Кюрен-Дага и горы Эзет, детализируя схему Н. И. Андрусова, подразделил весь палеоген на восемь свит и провел сопоставление этих свит с отложениями Кавказа и восточных областей Средней Азии (Вялов, 1945г, 1947а, б, 1951). Работами М. П. Сукачевой и Г. К. Литвина, проводившимися в 1941 и 1944 гг., выяснено, что схема О. С. Вялова с некоторыми изменениями может быть принята для всего Западного Копет-Дага (рис. 33). Микрофауна из палеогеновых отложений изучалась В. Г. Морозовой (1949) и Н. К. Быковой (1953).

Палеогеновые отложения в Западном Копет-Даге представлены весьма однообразной толщей преимущественно глинистых, а в нижней части мергелистых пород, местами достигающей мощности 2000 м. В них, согласно О. С. Вялову, выделяются следующие свиты (табл. 5).

Чаалджинская свита, залегающая на мергелях датского яруса, сложена довольно однообразной пачкой глинистых мергелей и известковистых глин зеленовато-серого и серо-оливкового цвета общей мощностью 60 м.

В отложениях изредка встречаются зубы акул, членики лилий, а в нижней части одиночные кораллы и неопределимые обломки пелеципод. Микрофауна довольно обильна и представлена комплексом фораминифер, по которому Н. К. Быковой (1953) выделена зона *Globorotalia*

КОРЕН+ДАГ

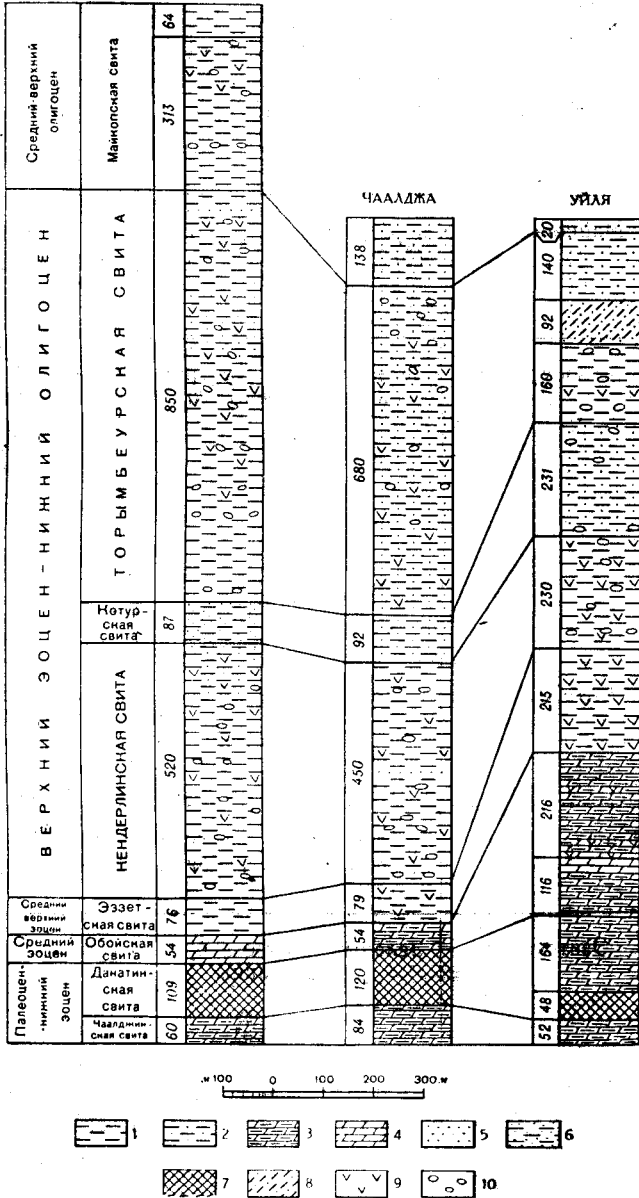


Рис. 33. Разрезы палеогена Западного Копет-Дага
 1—глины; 2—песчаные глины; 3—глинистые мергели и известковые глины; 4—мергели; 5—песчаники; 6—глинистые песчаники; 7—пестроцветные известковые глины и глинистые мергели; 8—красноцветные песчаные глины; 9—гипсоносность пород; 10—конкреции

Расчленение палеогеновых отложений Западного Колет-Кабристана и

Возраст	Название свит по О. С. Вялову	Литологический характер кюрендагского разреза по О. С. Вялову	Литологический характер южных разрезов по М. П. Сукачевой
Средний и верхний олигоцен	Майкопская	Серые и буроватые глины	Бурые, оливковые и палевые песчаные глины
Верхний эоцен — нижний олигоцен	Торымбеурская	Зеленые глины с устричными горизонтами	Голубые и оливковые глины с устричными горизонтами
			Красноцветные песчаные глины с <i>Isocardia</i> и устрицами
			Голубые жирные глины с устричными горизонтами
	Котурская	Песчаники	Глины и песчаные глины
Кендерлинская	Зеленые глины с сидеритовыми конкрециями	Оливковые глины с сидеритовыми конкрециями	
Средний — верхний эоцен	Эзетская	Зеленые, серые и буроватые глины	Оливковые гипсоносные глины
Средний эоцен	Обойская	Светлые мергели	Голубые известковистые гипсоносные глины
			Светлые мергели и глины
Палеоцен — нижний эоцен	Данатинская	Пестроцветные мергелистые глины	Голубые мергели и известковистые глины
	Чаалджинская	Серые глинистые мергели и глины	Серые и голубые мергели и глины

Таблица 5

Дага и их сопоставление с отложениями Средней Азии

Микрофаунистические зоны Кюрен-Дага по Н. К. Быковой		Параллелизация по О. С. Вялову	
		с разрезом Кабристана	с разрезом Средней Азии
Аналог майкопской толщи Сев. Кавказа		Майкоп	Массагетский ярус
Аналог хадумских слоев		?	Сумсарский ярус
Зона <i>Bolivina</i>		Верхний коун	Ханабадский, исфаринский и риштанский ярусы
Аналог зоны крупных <i>Globigerina</i>			
Аналог зоны <i>Globigerinoides conglobatus</i>			
Зона развития песчаных фораминифер (распространены только в северо-западной части Западного Копет-Дага)		Средний коун	Туркестанский ярус
Зона планктонных фораминифер			
Зона <i>Acarinina crassaformis</i>			
Зона <i>Globorotalia aragonensis (velascoensis)</i>		Нижний коун	Алайский ярус
Зона <i>Globorotalia ex gr. canariensis</i>		Верхний сумгаит	Сузакский ярус
Толща с <i>Gyroidina caucasica</i>	Зона развития песчаных фораминифер	Нижний сумгаит	Бухарский ярус
	Зона <i>Globorotalia angulata</i>		

angulata, сопоставляемая с эльбурганским горизонтом Северного Кавказа. О. С. Вяловым (1945г) чаалджинская свита параллелизуется с нижним сумгаитом Кавказа и бухарским ярусом Средней Азии. Свита хорошо прослеживается на всей площади Западного Копет-Дага, испытывая лишь незначительные изменения в литологическом составе пород и в мощности.

Данатинская свита представлена в Кюрен-Даге пестроцветными, серыми, зелеными и красными мергелистыми глинами общей мощностью 109 м. В свите встречаются зубы акул, членики морских лилий, редкие обломки неопределимых пеллеципод и многочисленные фораминиферы.

Данатинская свита параллелизуется О. С. Вяловым (1945г) с верхним сумгаитом Кабристана и с сузакским ярусом Средней Азии. По фауне фораминифер нижняя часть свиты сопоставляется Н. К. Быковой (1953) со свитой горячего ключа, а более высокие ее слои — с зоной *Globorotalia* ex gr. *canariensis* Северного Кавказа.

К югу от Кюрен-Дага верхняя часть данатинской свиты замещается мягкими голубыми глинистыми мергелями и известковистыми глинами. Общая мощность отложений, соответствующих данатинской свите, увеличивается до 200—230 м, из которых только нижние 50—80 м представлены пестроцветными породами.

Обойская свита сложена в районе Кюрен-Дага серыми плотными оскольчатыми мергелями, чередующимися с серыми же, слегка зеленоватыми известковистыми глинами и несколькими тонкими прослоями яркозеленых гипсоносных глин. Мощность свиты 54 м.

Заключенные в этой свите фораминиферы позволили Н. К. Быковой сопоставить ее с зоной *Globorotalia aragonensis (velascoensis)* и нижней частью зоны *Acaritina crassaformis* Северного Кавказа. О. С. Вялов параллелизует обойскую свиту с нижним коуном Кабристана и алайским ярусом Средней Азии.

К югу от Кюрен-Дага мощность плотных мергелей обойской свиты увеличивается до 116 м. Выше этих мергелей здесь залегает толща голубых известковистых, гипсоносных, местами песчанистых глин мощностью до 200—230 м, которая, судя по заключенной в ней микрофауне, также, повидимому, соответствует обойской свите Кюрен-Дага.

Эзетская свита. В Кюрен-Даге эзетская свита представлена оливковыми и серовато-зелеными глинами, в различной степени известковистыми, с чешуями рыб и редкими стебельками морских лилий. Общая мощность свиты 76 м.

Нижняя (большая) часть эзетской свиты по комплексу фораминифер сопоставляется Н. К. Быковой с зоной *Acaritina crassaformis*, а верхняя часть ее — с зоной планктонных фораминифер (слои с *Lyrolepis caucasica* Rom.) Северного Кавказа.

О. С. Вялов параллелизует эзетскую свиту с туркестанским ярусом Средней Азии и со средним коуном Кабристана.

В южных разрезах эзетская свита обладает значительно большей мощностью, до 200—240 м, и представлена однообразной толщей оливковых гипсоносных, сильно известковистых глин с редко встречающимися чешуйками и зубами мелких рыб.

Кендерлинская свита. В кюрендагском разрезе кендерлинская свита представлена зелеными гипсоносными глинами, обычно слабо известковистыми, в верхней части песчанистыми. Для нее характерно присутствие многочисленных крупных мергельно-сидеритовых конкреций. В глинах обычно встречаются чешуйки рыб, а в самом верху толщи неоп-

ределимые отпечатки пелеципод и неправильных морских ежей. Общая мощность свиты 520 м.

Кендерлинская свита хорошо прослеживается в пределах всего Западного Копет-Дага. Основные отличия кендерлинской свиты в более южных разрезах заключаются в уменьшении мощности до 230 м и в более известковистом характере глин.

Кендерлинская свита параллелизуется О. С. Вяловым (1945г) с средней частью туркестанского яруса. Н. К. Быкова по фауне фораминифер сопоставляет эту свиту, как и верхнюю часть эзетской свиты, с зоной планктонных фораминифер Северного Кавказа.

Котурская свита хорошо выражена в районе Кюрен-Дага и р. Обой. К югу и востоку она быстро теряет свои характерные черты.

В Кюрен-Даге котурская свита представлена песчаниками, большей частью глинистыми, имеющими серую, зеленоватую и буроватую окраску, с прослоями плотных известковистых песчаников, содержащих фауну пелеципод, преимущественно устриц: *Ostrea* ex gr. *flabellula* Lam., *Gryphaea* (*Fatina*) *esterhazyi* Pav., *Gryphaea* (*Gigantostrea*) *gigantica* Sow. и др. Общая мощность свиты 78 м.

Микрофауна котурской свиты в кюрендагском разрезе характеризуется развитием исключительно агглютинированных раковин, по которым Н. К. Быковой выделяется самостоятельная зона «песчаных фораминифер».

На остальной площади Западного Копет-Дага в толще, соответствующей по стратиграфическому положению котурской свите Кюрен-Дага, песчаники отсутствуют. Здесь аналоги свиты представлены серыми и зелеными глинами, в южных разрезах песчанистыми, с редкими сидеритовыми конкрециями. Мощность песчанистых глин 100—200 м. В основании этих глин в разрезе горы Эзет А. Р. Бурачек и О. С. Вялов отмечают присутствие *Gryphaea* (*Fatina*) *esterhazyi* Pav. и ее разновидностей, а также *Gryphaea* (*Fatina*) *böhmi* Vial. По наличию *Gryphaea* (*Fatina*) *esterhazyi* Pav. и близких к ней устриц котурская свита вполне отчетливо параллелизуется с туркестанским ярусом среднеазиатской стратиграфической схемы.

Торымбеурская свита. Выше котурских песчаников в кюрендагском разрезе залегает мощная толща зеленых гипсоносных глин, то слабо, то заметно известковистых, иногда песчанистых, с редкими сидеритовыми конкрециями. Общая мощность свиты около 850 м.

В торымбеурской свите в районе Кюрен-Дага встречаются многочисленные остатки пластинчатожаберных. Отсюда еще Н. И. Андрусовым (1914) указывались *Ostrea prona* Wood, *Gryphaea brongniarti* Gronp., *Pholadomya* cf. *puschi* Goldf., *Pecten bellicostatus* Wood и другие, среди которых характерна *Isocardia*, в последнее время описанная О. С. Вяловым и В. В. Зотовой как *Isocardia* (*Aralocardia*) *turkomanica* Vial. et Zotova.

О. С. Вялов параллелизует торымбеурскую свиту с риштанским, исфаринским, ханабадским и сумсарским ярусами среднеазиатской схемы деления палеогена, что подтверждается и изучением фауны фораминифер, произведенным Н. К. Быковой. Последняя сопоставляет также среднюю и верхнюю части свиты с зоной *Bolivina* и с хадумским горизонтом Северного Кавказа.

В юго-восточной части площади распространения палеогеновых отложений торымбеурская свита отличается меньшей мощностью (400—500 м), появлением в средней ее части красноцветных глин и более много-

численной фауной. Вся торымбеурская свита здесь отчетливо подразделяется на три части.

Нижняя ее часть (около 250 м) представлена голубыми неизвестковыми глинами с редкими сидеритовыми конкрециями, а сверху с единичными устричками. Средняя часть (около 100 м) выражена красноцветными песчанистыми глинами с несколькими прослоями известковых песчаников. Верхняя часть (120—150 м) состоит из голубых и оливоково-зеленых песчанистых глин с прослоями устричника.

Из фауны во всей толще встречаются *Ostrea* ex gr. *plicata* Sol. и другие устрицы, а в среднем горизонте также *Isocardia* (*Aralocardia*) *turcomanica* Vial. et Zotova.

Майкопская свита. Заканчивается разрез палеогена отложениями, которые М. И. Варенцовым и О. С. Вяловым признаны синхронными с отложениями майкопской свиты Северного Кавказа (см. табл. 5).

Майкопская свита представлена темносерыми, коричневыми и черными глинами, частично песчанистыми, с многочисленными железистыми стяжениями и присыпками ярозита, образующими бурые и яркожелтые пятна. Во всей толще имеются сидеритовые конкреции, особенно многочисленные в нижней части разреза. Часто встречаются чешуи рыб. Общая мощность сохранившейся части майкопской свиты в Кюрен-Даге достигает 377 м, а в разрезе горы Эзет уменьшается до 250 м. Южнее майкопская свита или совсем размыта, или же сохранились ее самые нижние слои; в юго-западной части площади распространения палеогеновых отложений, в районе возвышенностей Ахча-Даг, Кызылджа и Арчали-Даг, мощность сохранившейся от размыва части майкопской свиты достигает 120—150 м.

Микрофауна майкопской свиты, изученная Н. К. Быковой в разрезах Кюрен-Дага и горы Эзет, очень однообразна и представлена исключительно песчанистыми раковинами.

Центральный Копет-Даг

В Центральном Копет-Даге, т. е. между меридианами станций Арчман и Аннау, палеогеновые отложения развиты только к северу от хребтов Передовой цепи. Выходы их приурочены к зоне крупных (региональных) надвигов и покровов; поэтому доступными для наблюдения являются здесь преимущественно верхние части палеогеновой серии, тогда как нижние представлены лишь в немногих местах. Палеогеновые отложения Центрального Копет-Дага впервые описаны И. И. Никшичем (1924) и позднее изучались А. В. Дановым, О. С. Вяловым и П. И. Калугиным. Наиболее полные разрезы палеогена известны у Арчмана и в Куручайской гряде, к юго-западу от Бахардена.

В арчманском разрезе палеогена, имеющего здесь значительно сокращенную мощность по сравнению с разрезами Западного Копет-Дага, О. С. Вяловым выделяются аналоги чаалджинской, данатинской, обойской, эзетской и кендерлинской свит. Суммарная мощность обнажающихся здесь отложений палеогена около 300 м. Верхние части палеогеновой серии срезаны неогеновыми отложениями.

В Куручайской гряде суммарная мощность обнажающихся палеогеновых отложений составляет около 325 м. Здесь, по данным О. С. Вялова, присутствуют слои, соответствующие чаалджинской свите (мощность

68 м). Выше следуют темные известковистые и песчанистые глины с сидеритовыми конкрециями (мощность 70 м), а еще выше — известковистые песчаники, на поверхности которых найдены обломки устриц из группы *Ostrea (Solidostrea) hemiglobosa* Rom. (?). Присутствие последних позволяет О. С. Вялову видеть в описываемых слоях ближайший стратиграфический аналог сузакских слоев. Вышележащая часть разреза вследствие недостатка имеющихся палеонтологических данных не поддается точной трактовке. Предположительно здесь можно ожидать присутствие отложений среднего и верхнего эоцена. Менее ясен вопрос о наличии здесь нижнего олигоцена.

В более восточных выходах, в Актепинской (к юго-востоку от Бахардена) и Келятинской грядах (к югу от ст. Келята), обнажается верхняя часть палеогена, примыкающая по тектоническому контакту к неокомским известнякам. Она имеет мощность не более 250—300 м, что составляет здесь, повидимому, около половины общей его мощности. Эти отложения представлены темносерыми и оливково-зелеными гипсоносными, иногда песчанистыми глинами.

Глины покрываются небольшой толщей (около 60 м) белых кварцевых песков с прослоями известковистых и глинистых песчаников; эта толща прослеживается с большим постоянством в разрезах Центрального Копет-Дага и выделена А. В. Дановым в 1937 г. под названием актепинских слоев. Отчетливо выраженных признаков несогласия между толщей палеогеновых глин и актепинскими слоями не наблюдалось; резкое различие в литологическом составе этих двух толщ указывает на возможность несогласия между ними.

Кверху описываемые слои переходят в толщу красно-бурых песчаников и песчанистых глин, переслаивающихся с мелкогалечными конгломератами (карагауданская свита); мощность этой толщи составляет на участке между Бахарденом и Келятой около 250 м, а к востоку возрастает до 600 м. Верхние горизонты карагауданской свиты принадлежат к нижнему миоцену (несколько захватывая начало среднего миоцена), нижняя ее часть вместе с актепинскими слоями относится, повидимому, к олигоцену.

По своему строению палеоген Центрального Копет-Дага, насколько позволяют судить об этом имеющиеся неполные данные, стоит ближе к западнокопетдагским разрезам, чем к разрезам более восточных его частей.

Гяурская антиклиналь и Восточный Копет-Даг

Палеогеновые отложения широко распространены к юго-востоку от Ашхабада, в районе Гяурской антиклинали и в Восточном Копет-Даге.

В районе Гяурской антиклинали палеогеновые отложения выступают на обоих ее крыльях и слагают расположенную в пределах советской территории часть Кельтечинарской (Маньшской) синклинали. Выходы палеогеновых отложений образуют здесь две полосы, вытянутые к юго-востоку почти на 70 км от р. Кельте-Чинар до р. Артык (Дорунгяр) и разделенные антиклинальным хребтом Гяурс-Даг. К юго-западу от ст. Баба-Дурмаз обе полосы соединяются, образуя периклинальное замыкание Гяурской антиклинальной складки.

Далее к востоку палеогеновые отложения обнажаются главным образом в зоне предгорий вдоль всего северо-восточного склона пограничного хребта к юго-востоку от речки Келатачай (Душак), а нижние горизонты обнажаются также у самой границы — в долине речки Лайнсу и в некоторых долинах между нею и речкой Казганчай.

Обычно хорошо обнажена только нижняя часть палеогена, в составе которой преобладают относительно плотные породы — мергели, известняки и песчаники. Верхние слои морского палеогена, выраженные сравнительно легко поддающимися денудации глинистыми образованиями, почти везде прикрыты плащом элювия и делювия.

Первый исследователь Копет-Дага К. И. Богданович (1890) ошибочно отнес палеогеновые песчаники Гяурской антиклинали к сарматскому ярусу. И. И. Никшич (19266) впервые описал в общих чертах палеогеновые отложения этого района, выделив в них нижнюю часть — «свиту кварцевых песчаников» и верхнюю часть — «палеогеновые глины». В. В. Александров (1933) опубликовал первые, очень краткие, сведения о палеогене Восточного Копет-Дага. О. С. Вялов (1945г, 1947а, б, 1952) детально изучил несколько разрезов и наметил расчленение отложений применительно к схеме, разработанной им для среднеазиатского палеогена. П. И. Калугин в 1935—1940 гг. дал подробное описание палеогеновых отложений, в основу которого им была положена стратиграфическая схема О. С. Вялова.

Строение палеогеновых отложений района Гяурской антиклинали представляется, по П. И. Калугину, в следующем виде (рис. 34).

Палеоцен и нижний эоцен. Бухарский и ярус. К этому ярусу может быть отнесена так называемая шамлинская свита, составляющая среднюю часть «свиты кварцевых песчаников» И. И. Никшича. Нижние горизонты «свиты кварцевых песчаников» (пачки 1—3 комаровского и шамлинского разрезов И. И. Никшича, 19266), в которых П. И. Калугиным обнаружены *Echinocorys sulcatus* Goldf. и *Nautilus danicus* Schloth., принадлежат к датскому ярусу, а верхние горизонты (пачка 8 комаровского и пачки 6—8 шамлинского разрезов И. И. Никшича), содержащие обильную фауну морских ежей и устриц, в соответствии с мнением О. С. Вялова (1952), должны быть отнесены к сузакскому ярусу.

Определимые палеонтологические остатки в шамлинской свите неизвестны, и основанием для ее отнесения к бухарскому ярусу служит положение ее в стратиграфическом разрезе между фаунистически охарактеризованными отложениями датского и сузакского ярусов.

В составе пород бухарского яруса развиты исключительно кварцевые или аркозово-кварцевые песчаники, главным образом средне- и крупнозернистые. Большой частью они слабо сцементированы и нередко переходят

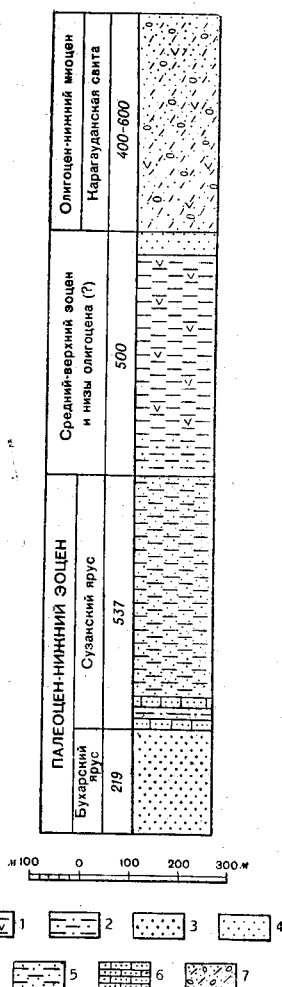


Рис. 34. Разрез палеогена Гяурской антиклинали

1—глины гипсоносные; 2—песчаники глинистые; 3—песчаники; 4—пески; 5—глинистые песчаники; 6—песчанистые известняки; 7—континентальные молассовые отложения

дят в пески. Местами присутствуют прослои грубозернистых песчаников, переходящих в мелкогалечный конгломерат, который состоит из кварцевой и кремневой гальки до 0,5 см в поперечнике. Породы в свежем изломе белые, большей частью с мелкими желтыми крапинками, или окрасены окислами железа в очень бледные тона розового, серого, желтого и зеленого цветов.

Мощность кварцевых песчаников бухарского яруса изменяется в значительных пределах. В районе Шамли она составляет 220 м, а западнее, у пос. Комаровского, уменьшается до 130 м. Это уменьшение, вероятно, вызвано общим выклиниванием песчаников к северо-западу.

В зоне циркуляции подземных вод в песчаниках шамлинской свиты развивается своеобразный карст, связанный не столько с процессами выщелачивания, сколько с вымыванием песка, потерявшего в результате растворения подземными водами свой карбонатный цемент.

Генезис песчаников шамлинской свиты не ясен. Так, неизвестно происхождение крупнозернистого кварцевого песка и хорошо окатанной гальки молочно-белого кварца и темного кремня, которые являются составной частью некоторых горизонтов. В меловых отложениях Копет-Дага кварц присутствует только в виде средне- и мелкозернистого песка и кварцевых жил, которые встречаются очень редко и не могут приниматься в расчет; возможно, что кварц происходит из более или менее отдаленных районов. Наличие в песчанике свежих зерен полевого шпата и отсутствие темных минералов дают основание для предположения, что первоисточником материала, возможно, являлись светлые изверженные породы гранитного типа. Наиболее близкими выходами таких пород являются граниты района г. Мешхеда. Возможно поэтому, что кварцевые песчаники шамлинской свиты представляют собой не морские отложения, а осадки крупной реки, уходившей верховьями далеко на юг, в пределы Хорасана.

Сузакский ярус. Непосредственно на кварцевых песчаниках шамлинской свиты совершенно согласно залегает мощная свита песчано-глинистых пород сузакского яруса. Преобладающую роль в составе пород играют глинистые и известково-глинистые, содержащие глауконит песчаники, то плотные, образующие гривки, то рыхлые, переходящие в слабо уплотненные пески. Подчиненное положение занимают песчаные глины, содержащие включения и кристаллы прозрачного гипса. В нижних слоях сузакского яруса (нижние 100 м) существенное место занимают очень плотные песчаные известняки, переходящие в устричники; редкие прослои устричников встречаются и в верхних, более глинистых горизонтах. Цвет пород серый, желтовато-серый и зеленовато-серый.

Общая мощность сузакских слоев у Шамли составляет, по П. И. Калугину, 537 м.

Сузакские слои Гяурской антиклинали характеризуются обилием и разнообразием устричной фауны. Здесь встречаются, по данным П. И. Калугина и О. С. Вялова, следующие виды: *Ostrea (Solidostrea) hemiglobosa* Rom., *Ostrea (Solidostrea) hemiglobosa* Rom. var., *Ostrea belliovactna* Lam. var. *trinkleri* Böhm, *Gryphaea (Gigantostrea) camelus* Burag., *Gryphaea* ex gr. *brongniarti* Bronn, *Amphidonta eversa* Mellew. и др.

Почти все перечисленные формы (за исключением *Gryphaea* ex gr. *brongniarti*), по мнению О. С. Вялова, характерны для сузакского яруса. Фауна фораминифер, изученная Н. К. Быковой по образцам, взятым О. С. Вяловым из различных горизонтов в районе аула Маныш, является типичной для сузакского яруса Таджикской депрессии.

В районе ст. Баба-Дурмаз песчаники сузакского яруса разрабатываются в качестве сырья для стекольной промышленности.

Средний и верхний эоцен. Выше фаунистически охарактеризованных слоев сузакского яруса залегает толща зеленовато-серых гипсоносных глин, которую О. С. Вялов относит к нижеферганской серии палеогена (средний и верхний эоцен). В нижней части этой толщи, примерно на 150—170 м выше кровли слоев, отнесенных О. С. Вяловым к сузакскому ярусу, П. И. Калугиным встречены устричные банки с *Ostrea (Solidostrea) hemiglobosa* Rom., принадлежащей к руководящим формам сузакского яруса. Вышележащая часть толщи морского палеогена почти везде скрыта под покровом аллювиальных и делювиальных образований. Судя по отдельным незначительным и очень редким обнажениям, мягким формам рельефа и характеру элювия, в составе пород преобладают глины. В нижних слоях этой толщи установлено присутствие песчанистых и мергелистых сланцеватых глин. В самых верхних горизонтах констатировано наличие мергелистых глин и слабо вскипающих или вовсе не вскипающих гипсоносных глин и опок.

Как и в Центральном Копет-Даге, толща морского палеогена завершается здесь горизонтом немых белых и желтовато-серых кварцевых рыхлых песчаников, обнажающихся по склонам долины р. Кельте-Чинар к северу от Калининоского поселка. Мощность песчаников 40 м, они разрабатываются здесь для строительных целей. Мощность толщи зеленовато-серых гипсоносных глин (вместе с венчающим ее горизонтом рыхлых песчаников) составляет около 400—500 м.

Возраст этой толщи определяется ее положением в разрезе выше фаунистически охарактеризованных отложений сузакского яруса. Анализ микрофауны, выполненный Н. К. Быковой, показывает, что даже в самых верхних горизонтах глин отсутствуют ассоциации, характерные для слоев выше туркестанского яруса (верхний эоцен).

Общая мощность морского палеогена района Гяурской антиклинали составляет около 1100—1200 м.

Олигоцен — нижний миоцен. Морские палеогеновые отложения несогласно покрываются континентальными молассовыми отложениями, выделенными А. В. Дановым под названием карагауданской свиты. Эта свита представлена красно-бурыми гипсоносными песчаниками с прослоями плотных конгломератов. Мощность ее достигает 600 м. Накопление осадков карагауданской свиты, по видимому, началось в олигоценовое время и продолжалось в начале неогеновой эпохи.

Палеоген Восточного Копет-Дага, по П. И. Калугину, имеет следующее строение (рис. 35).

Палеоцен — нижний эоцен. Бухарский ярус (ходжабуланская свита). В районе Ходжа-Булана и далее к юго-востоку на красноцветных гипсоносных глинах датского яруса без видимого несогласия залегают белые или светлоокрашенные карбонатные породы и гипсы ходжабуланской свиты.

Литологический состав свиты подвержен значительным изменениям в разных местах. К западу от Ходжа-Булана в строении свиты преобладают белые мергели, сменяющиеся в нижних горизонтах плотными известняками и доломитами, а в верхних слоях — раковинными известняками и устричниками. Между Ходжа-Буланом и Кара-Текином (долина р. Меаначай) в составе пород значительное место принадлежит ангидритам и гипсам. К востоку от долины р. Меаначай гипсы снова уступают свое место карбонатным породам.

Отдельные пласты мергелей и доломитов имеют запах битума и дают бурую вытяжку в бензине. В. В. Александров (1933) указывает на наличие в мергелях описанной свиты гнездовидных скоплений глинистого гипса с самородной серой. Мощность ходжабуланской свиты изменяется от 215 м в районе Ходжа-Булана до 50—60 м в долине р. Чаачай.

В составе свиты выделяются два горизонта. В нижнем горизонте преобладают известняки, доломиты и гипсы. Определенные палеонтологические остатки в них не известны, и, таким образом, возраст нижнего горизонта в известной степени условен. Верхний горизонт выражен преимущественно гастроподовыми мергелями и устричниками, содержащими обильную, но довольно однообразную фауну: *Cardita pectuncularis* Desh. var. *euxintca* Schwetz. и другие пластинчатожаберные и многочисленные крупные гастроподы. О. С. Вялов указывает также *Cardita ex gr. beaumonti* Arch. et Haime.

Состав фауны позволяет отнести верхний горизонт ходжабуланской свиты к низам палеогена. Сходство в фациально-литологическом составе и стратиграфическом положении дает возможность параллелизовать ходжабуланскую свиту с бухарским ярусом правобережья среднего течения Аму-Дарьи. Битуминозность пород ходжабуланской свиты также может рассматриваться как дополнительный довод в пользу такого сопоставления.

Бухарский или сузакский ярус. Выше ходжабуланской свиты залегают отложения, возраст которых точно не установлен. Они подразделены П. И. Калугиным на две свиты.

Соризорская свита представлена в основном зеленовато-серыми песчано-глинистыми породами. Она, в свою очередь, может быть подразделена на две части. Нижний горизонт — зеленовато-серые песчаные глины и песчаники с белыми и розовыми гипсовыми конкрециями, заканчивающиеся прослоем ракушечника с *Protocardia edwardsi* Desh. var. *orientalis* Schwetz., *Cardita pectuncularis* Desh. var. *euxintca* Schwetz. и др. Верхний горизонт — зеленовато-серые гипсоносные глины с многочисленными устрицами, среди которых присутствуют

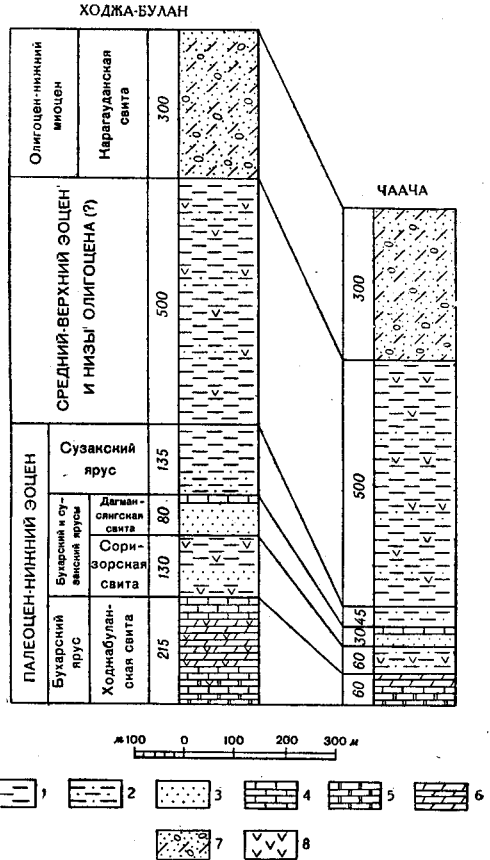


Рис. 35. Разрезы палеогена Восточного Копет-Дага

1—глины; 2—глинистые песчаники; 3—песчаники; 4—известняки; 5—доломиты; 6—мергели; 7—континентальные молассовые отложения; 8—гипсы и гипсоносность пород

Gryphaea ex gr. *archiaci* Bellardi, *Amphidonta eversa* Mellev. и крупные устрицы из группы *Ostrea (Solidostrea) hemiglobosa* Rom.

Мощность соризорской свиты палеогена изменяется от 130 до 45 м, убывая с запада на восток.

Дагмансянжская свита разделяется на два горизонта. Нижний горизонт представлен массивными средне- и крупнозернистыми кварцевыми песчаниками с карбонатным цементом. Цвет пород бледнорозовый, бледножелтый и светлосерый. Мощность изменяется от 25 м почти до 100 м. Палеонтологические остатки не найдены. Верхний горизонт сложен белыми плотными известняками, песчанистыми известняками, известковистыми мелкозернистыми песчаниками, мергелями с обильной и разнообразной, еще не определенной фауной пелеципод.

Общая мощность дагмансянжской свиты составляет от 30 до 120 м.

По общему характеру пород песчаники дагмансянжской свиты могут быть сопоставлены с шамлинской свитой Гяурской антиклинали (бухарский ярус), но находки *Amphidonta eversa* Mellev. в подстилающих слоях указывают на возможность более молодого (сузакского) возраста пород дагмансянжской свиты.

Сузакский ярус. Выше слоев дагмансянжской свиты согласно залегают зеленовато-серые песчаники и песчанистые глины с фауной сузакского яруса. Обнажены они очень плохо, и наблюдению доступны только нижние слои (30—40 м) песчаников, в которых П. И. Калугиным к востоку от долины р. Меанчай найдены *Ostrea escheri* Mayer-Euш. и другие пелециподы. О. С. Вялов (1945г) причисляет к сузакскому ярусу зеленые и кирпично-красные глины, изученные им у Ходжа-Булана и имеющие общую мощность 135 м. В осыпях названным автором собраны *Gryphaea antiqua* Schwetz. и *Amphidonta eversa* Mellev., принадлежащие, очевидно, к нижним горизонтам этих глин.

Средний и верхний эоцен. Верхняя часть толщи морских палеогеновых осадков в Восточном Копет-Даге обнажена очень мало и почти не изучена. В составе этой толщи преобладают зеленовато-серые невискипающие глины, содержащие в виде прожилков и кристаллов прозрачный гипс, мергелистые и песчанистые глины.

Из макропалеонтологических остатков указывается только *Planorbella* (?) sp., найденная О. С. Вяловым. Фораминиферы, определенные Н. К. Быковой в образцах Вялова, устанавливают присутствие алайского и туркестанского ярусов (средний и верхний эоцен). Вопрос о присутствии морского олигоцена в Восточном Копет-Даге остается открытым.

Олигоцен — нижний миоцен. Выше морских палеогеновых отложений в Восточном Копет-Даге несогласно залегают красно-бурые песчанистые глины, глинистые песчаники и конгломераты карагауданской свиты. Мощность этой свиты 150—300 м.

Палеогеновые отложения, развитые в районе Гяурской антиклинали и в Восточном Копет-Даге, существенно отличаются от отложений Западного и Центрального Копет-Дага и принадлежат к среднеазиатскому типу. Аналогичный тип палеогеновых отложений развит также к югу от советской части Копет-Дага в Северном Иране. Разрез палеогена Гяурской антиклинали имеет переходный характер, представляя как бы связующее звено между разрезами Западного и Восточного Копет-Дага.

Изучение палеогеновых отложений Восточного Копет-Дага представляет особый интерес в связи с битуминозностью слоев бухарского яруса, которые, как известно, содержат промышленные залежи нефти в пределах Таджикской депрессии.

Бадхыз и Карабиль

Присутствие в Бадхызе палеогеновых отложений впервые установлено П. М. Васильевским (1930). Более полное представление об этих отложениях получено в результате исследований В. Н. Огнева и О. С. Вялова.

В. Н. Огнев (1932), которому принадлежит основное описание геологического строения этого района, отметил присутствие здесь фаунистически охарактеризованного среднего и верхнего эоцена и предполагаемых аналогов нижнего олигоцена; вся же низжезалегающая толща палеогена, насчитывающая свыше 600 м мощности, оставлена им без указаний на возраст отдельных ее частей. Самая нижняя часть палеогеновых отложений Бадхыза, являющаяся вероятным стратиграфическим аналогом бухарского яруса, была ошибочно включена В. Н. Огневым в состав отложений датского яруса.

Ряд дополнений в приведенное В. Н. Огневом описание палеогеновых отложений Бадхыза внес О. С. Вялов (1945г, 1946а). Основываясь частично на личных наблюдениях (окрестности Кушки), частично на сопоставлении с соседними районами, этот автор дал схему расчленения бадхызского палеогена, построенную применительно к предложенной им схеме расчленения палеогена восточных областей Средней Азии.

Некоторые палеогеновые пластинчатожаберные и брюхоногие описаны И. А. Коробковым (1950). Растительные остатки изучались А. Н. Криштофовичем (1926, 1927), Е. П. Коровиным (1932, 1934а, б) и Н. Д. Василевской (1949а, б).

Разрез палеогеновых отложений Бадхыза, согласно О. С. Вялову, имеет следующий вид (рис. 36).

Палеоцен—нижний эоцен. Бухарский ярус представлен песчаниками, ракушечниками, гипсоносными известняками и гипсами с серой. К нему принадлежит верхняя часть толщи, отнесенной В. Н. Огневом к датскому ярусу. Мощность описываемых слоев составляет около 80—100 м. О. С. Вялов условно относит к бухарскому ярусу также вышележащую пачку зеленых глинистых песчаников с устрицами мощностью 19 м. Несколько невыясненне положение занимает толща красноватых песчаных глин с видимой мощностью 47 м, обнажающаяся в окрестностях Кушки, где она залегают ниже заведомо сузакских слоев. О. С. Вялов считает ее вероятным аналогом верхней части бухарских или нижней части сузакских отложений.

Сузакский ярус представлен зеленоватыми и серыми песчанистыми глинами с фосфоритами в нижней части. В разрезах по р. Гери-

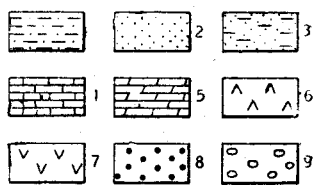
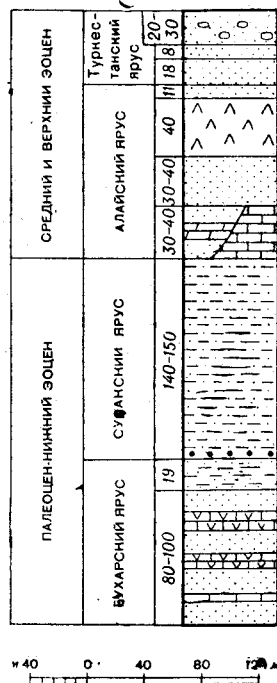


Рис. 36. Сводный разрез палеогена Бадхыза (по О. С. Вялову)

1—песчаные глины; 2—песчаники; 3—глинистые песчаники; 4—известняки; 5—мергели; 6—эффузивные породы; 7—гипсоносность пород; 8—фосфориты; 9—конкреции

Руд в глинах присутствуют обломки крупных устриц, согласно В. Н. Огневу (1932), «напоминающих *Ostrea gigantea* из низов палеогена горной Бухары» (*Ostrea hemiglobosa* Rom.?, по О. С. Вялову, 1946а). В окрестностях Кушки глины содержат ассоциацию фораминифер, характерную для сузакского яруса. Мощность этих отложений О. С. Вяловым определяется в 140—150 м.

Средний и верхний эоцен. Выше сузакских слоев следует мощная толща отложений, принадлежащих к среднему и верхнему эоцену. Всю толщу этих отложений О. С. Вялов параллелизует с алайским и туркестанским ярусами восточных областей Средней Азии. Целесообразность применения для рассматриваемых отложений стратиграфической схемы, предложенной указанным автором для восточных областей Средней Азии, вызывает, однако, сомнения по следующим соображениям: а) по своему типу и строению отложения Бадхыза и Кушки являются более близкими к палеогеновым (средне- и верхнеэоценовым) отложениям Северо-Восточного Ирана и Закавказья, чем к палеогену восточных областей Средней Азии; б) присутствие нуммулитов и фауны моллюсков позволяет подойти к расчленению отложений применительно к общепринятой стратиграфической схеме; в) для сопоставления верхней части кушкинского разреза (надандезитовых слоев) с туркестанским ярусом восточных областей Средней Азии (Таджикская депрессия, Фергана) данных недостаточно.

Разрез средне- и верхнеэоценовых отложений рассматриваемого района, согласно данным О. С. Вялова и уточненным этим автором наблюдениям В. Н. Огнева, представляется в следующем виде (Вялов, 1945г, 1946а).

Горизонт шор-сафед в кушкинском разрезе сложен ракушечными известняками с прослоями мергелей и песчаников. В герирудском разрезе О. С. Вялов параллелизует с этим горизонтом известковистые песчаники с ракушечным детритом, переслаивающиеся в верхней части с песчанистыми мергелями. В кровле этого горизонта в герирудском разрезе В. Н. Огнев констатирует присутствие песчаника «со струями гравия и мелкой гальки, состоящей из кварца и андезитовых пород» (1932), что, по мнению этого автора, указывает на наиболее раннюю фазу магматических излияний для данного района (первая чакмаклинская фаза В. Н. Огнева). Мощность описываемых слоев изменяется в пределах 30—40 м.

Выше следуют красноватые и серые песчаники мощностью 30—40 м.

Песчаники покрываются в кушкинском разрезе андезитами, андезитовыми туфами и туфобрекчиями. В. Н. Огнев связывает образование эффузивных покровов горы Чакмаклы-Чонга и Кушки с двумя одновременными фазами вулканической деятельности, из которых более раннюю он называет второй чакмаклинской фазой, а более позднюю — кушкинской фазой. О. С. Вялов считает обе выделенные В. Н. Огневом фазы синхроничными и предлагает сохранить для этой единой, по его мнению, фазы название кушкинской. Мощность эффузивного покрова доходит до 40 м.

Выше андезитового покрова в кушкинском разрезе следуют песчаники с *Ostrea monacha* Vial. мощностью 11 м, по кровле которых О. С. Вялов (1945г) проводит границу между двумя выделяемыми им ярусами — алайским и туркестанским, относя к первому все нижезалегающие отложения до горизонта шор-сафед включительно.

Выше песчаников с *Ostrea monacha* Vial. в кушкинском разрезе залегает толща песчаников, частью, по видимому, туфогенных, мощностью

45—55 м, выделенная О. С. Вяловым под названием бадхызской свиты. Она имеет, согласно О. С. Вялову, следующее строение.

Нижняя часть толщи сложена серыми и зеленоватыми песчаниками, неплотными, с несколькими тонкими прослоями глин и мергелей. Местами они почти лишены фауны, местами же заключают многочисленные раковины пластинчатожаберных, гастропод, нуммулитов и дискоциклин. Мощность 18 м.

Средняя часть толщи (ойландузский горизонт) представлена в описываемом разрезе плотным желтоватым песчаником с прослоями и линзами трепеловидной породы. Эта толща содержит растительные остатки (по определению А. Н. Криштофовича, корневища и листья злаков или осок), а местами также раковины нуммулитов и дискоциклин. Мощность ее 8 м. В окрестностях оз. Еройлан-Дуз горизонт представлен сланцеватыми и плитчатыми светложелтыми мергелями, переслаивающимися с глинистыми песчаниками и заключающими многочисленные остатки флоры.

Верхняя часть толщи образована серыми и зеленоватыми песчаниками с плотными песчанистыми конкрециями. Она содержит, особенно в конкрециях, многочисленные раковины пластинчатожаберных, гастропод, нуммулитов и дискоциклин. По характеру фауна аналогична заключенной в нижней части толщи. Самая верхняя часть толщи образована пластом песчанистого ракушечника с *Pectunculus turanglicus* L u k. Мощность верхней части описываемой толщи 20—30 м.

Из отложений бадхызской свиты И. А. Коробковым (1950) описаны *Pectunculus turanglicus* L u k., *Modiola (Brachydontes) nysti* K u c k, *Meretrix (Cordiopsis) incrassata* S o w., *Nemocardium hori* N y s t, *Xenophora (Trochotugurium) agglutinans* L a m., *Pirula turcmenica* К о р о б к о в, *Turritella (Haustator) imbricatarta* L a m. и другие пластинчатожаберные и брюхоногие. Им же указываются определенные А. Н. Рябининым *Discocyclus fortisi* A r c h. и *Nummulites prestwichtanus* J o n e s. Состав этой фауны, согласно И. А. Коробкову, указывает на верхнеэоценовый возраст бадхызской свиты. О. С. Вялов (1945г) относит эту свиту к туркестанскому ярусу. Выше залегают неогеновые континентальные отложения.

Несколько неопределенное положение в схеме, предложенной О. С. Вяловым, занимают слои, залегающие в герирудском разрезе выше базальтово-андезитового покрова, относящегося ко второй чакмаклинской эффузивной фазе В. Н. Огнева и к кушкинской фазе О. С. Вялова. Представлены они зелеными песчанистыми глинами мощностью около 355 м, выше которых следуют песчаники с *Gryphaea (Fatina) esterhazyi* P a v. var. *romanovskii* B o e h m (?) мощностью 46 м, а еще выше — зеленоватые глинистые песчаники мощностью 30 м, покрывающиеся континентальными неогеновыми отложениями.

Неясным остается также положение описанных В. Н. Огневом слоев с устричной фауной на северном берегу оз. Еройлан-Дуз и слоев с *Nummulites murchisoni* B r u n n в западной части Еройланской котловины. Не приходится, однако, сомневаться в том, что возраст описываемых слоев находится в пределах среднего — верхнего эоцена.

Характерной особенностью бадхызского палеогена является присутствие в нем базальтовых и андезитовых излияний (покровов) и туфобрекчий среди палеогеновой осадочной серии. Наиболее отчетливо выраженная в пределах описываемого района фаза вулканической деятельности (вторая чакмаклинская и кушкинская фазы В. Н. Огнева, объединяемые О. С. Вяловым в одну фазу — кушкинскую) относится к среднему эоцену. В. Н. Огневом указывается на проявление также более поздней фазы

вулканической деятельности — еройланской — после отложения слоев с флорой, т. е. в верхнеэоценовое время или позднее.

Первая из этих двух фаз (среднеэоценовая) с достаточной определенностью, а вторая (предположительно верхнеэоценовая) со значительной долей вероятности позволяют сблизить их с соответствующими проявлениями вулканической деятельности, известными в пределах Северо-Восточного Ирана и Закавказья, где эти проявления имеют тот же возраст и тот же характер.

Из фаунистических особенностей палеогена Бадхыза и Кушкинского района следует отметить присутствие в верхнеэоценовых и, возможно, также (оз. Еройлан-Дуз) среднеэоценовых отложениях нуммулитов, широко распространенных в эоценовых слоях соседнего Северо-Восточного Ирана (Furon, 1938), а также появление в кушкинских разрезах фауны пластинчатожаберных и гастропод, обнаруживающей, согласно И. А. Коробкову (1950), сходство с верхнеэоценовой фауной Ахалциха (Закавказье).

Присутствие морских отложений моложе верхнего эоцена в районе Бадхыза не констатировано. В. Н. Огнев (1932) указывает на наличие здесь нижнеолигоценовых слоев, относя к последним надандезитовые отложения кушкинского разреза и слои с флорой оз. Еройлан-Дуз. Эти слои, как показано О. С. Вяловым (1946а), относятся к верхнему эоцену. В Восточном и Центральном Копет-Даге (включая также Гяурскую антиклиналь) серия морских осадочных отложений палеогена, насколько позволяют судить имеющиеся данные, также заканчивается верхнеэоценовыми слоями.

Выходы палеогеновых отложений, помимо Бадхыза, известны в соседних холмистых предгорьях Паропамиза, расположенных восточнее р. Мургаб (возвышенность Карабиль). Здесь в выбросах колодцев В. В. Александровым (1934) были обнаружены плотные и ноздреватые белые известняки, заключающие характерную фауну бухарского яруса. В этих известняках отмечается присутствие серы.

Краткая характеристика палеогеновой флоры Бадхыза

Остатки палеогеновой флоры в Бадхызе впервые были обнаружены Е. П. Коровиным и Н. А. Димо в 1925 г. в районе оз. Еройлан-Дуз (Димо, 1925). Эта единственная в то время находка третичной флоры в Средней Азии вызвала большой интерес. В том же году П. М. Васильевским была собрана небольшая коллекция ископаемых растений, из которой А. Н. Криштофович (1926, 1927) определил два вида: *Dryandra Schrankii* (Sternb.) Nees и *Celastrophyllum turcomanicum* Krysh. Эти же виды были определены А. Н. Криштофовичем и из коллекции, собранной в 1930 г. В. Н. Огневым (1932); А. Н. Криштофович подчеркнул ксерофитный характер этих растений и отнес их к олигоцену.

Дальнейшие сведения об ископаемой флоре Еройлан-Дуза имеются в работах Е. П. Коровина (1932, 1934а, б), располагавшего богатым палеоботаническим материалом. Он установил, что растение, ранее определявшееся как *Dryandra Schrankii*, должно быть выделено в новый род *Palibinia*, и выделил в этом роде пять видов: *P. laxifolia*, *P. densifolia*, *P. lanceolata*, *P. acutiloba* и *P. latifolia*. Кроме того, Е. П. Коровин отнес вид *Celastrophyllum turcomanicum* под тем же видовым названием к роду *Rhus*, а также описал новый вид *Maytenus turcomanicus* Korovin и

установил присутствие в палеогеновой флоре Бадхыза видов *Equisetum Braunii* U n g. и *Myrtus paradisiaca* U n g. Е. П. Коровин охарактеризовал третичную растительность Бадхыза как резко ксерофитную, выделив ее в особую туркменскую провинцию субтропических ксерофитных лесов.

В 1946 г. А. В. Сидоренко обнаружил остатки ископаемых растений в западной части Бадхыза: близ колодца Акар-Чешме, в окрестностях Кушки, а также в районе оз. Еройлан-Дуз, в 10 км западнее ранее известного местонахождения (рис. 37).

В следующем году Н. Д. Василевская посетила все известные местонахождения флоры в Бадхызе и произвела новые сборы ископаемых растений, при изучении которых были также обработаны коллекции, собранные ранее В. Н. Огневым и А. В. Сидоренко (Василевская, 1949 а, б; Василевская и Сидоренко, 1950).

Наибольшее количество отпечатков растений было собрано в прослое туфа из вулканогенной толщи, обнажающейся близ колодца Акар-Чешме, расположенного на западном склоне хребта Гез-Гядык. Здесь встречены *Blechnum akartscheschmense* V a s i l., *Lastraea badchyzica* V a s i l., *Polypodites nephrodtopsis* V a s i l., *Equisetum* sp., *Arundo* sp., *Myrica dilodendrifolia* V a s i l., *Myrica* sp. ex gr. *M. lignitum* (U n g.) S a p., *Carya tyrica* V a s i l., *Banksia maricifolia* V a s i l., *Laurus princeps* H e e r, *L. primigenia* U n g., *Ocotea laurifolia* V a s i l., *Amygdalus turkmenensis* V a s i l., *Liguminosites* sp., *Cassia ptiligera* V a s i l., *Anacardites badchyzicus* V a s i l., *Rhus* sp., *Sapindus Ungeri* E t t., *Zizyphus Ungert* H e e r, *Zizyphus* sp., *Tetracera* sp., *Melastomites* sp., *Bumelia minor* U n g., *Diospyros* sp.

Стратиграфическое положение вулканогенной толщи, из которой происходит эта флора, до сих пор не вполне точно установлено; возраст ее датируется в пределах среднего — верхнего эоцена или алайского — туркестанского ярусов среднеазиатской схемы О. С. Вялова (1946а; Огнев, 1932; Шумов и Шуршаллина, 1947).

В районе оз. Еройлан-Дуз Н. Д. Василевской установлено присутствие следующих видов (помимо ранее известных): *Woodwardia Roesshertiana* (U n g.) H e e r, *Chamaecyparis* sp., *Palibinia Korowinii* V a s i l., *Cinnamotum Kryshstofovichii* V a s i l., *Zizyphus* sp., *Aralia firmifolia* V a s i l., *Diospyros brachysepala* А. В. г. (?). Горизонт с растениями, представленный туфами, переслаивающимися с туфовыми песчаниками, общей мощностью около 5 м залегает в этом районе среди слоев, охарактеризованных морской фауной верхнеэоценового возраста (туркестанский ярус). В подстилающих песчаниках встречаются *Ostrea schurabica* V i a l., *Liostrea kokanensis* S o k., *Turritella ferganensis* V i a l. et S o l. и др. В одном из обнажений нижней пачки этих песчаников, находящемся в западном борту котловины Еройлан-Дуз под горой Бова-Чингиз, были обнаружены отпечатки веточек хвойного *Sequoia Sternbergii* (G o e r p.) H e e r (находка А. В. Сидоренко). Песчаники, покрывающие горизонт с растениями, заключают прослой ракушняка-устричника с *Gryphaea (Fatina) böhmii* V i a l.

Также хорошо устанавливается по фауне возраст этого горизонта, развитого в юго-восточной части Бадхыза, в районе Кушки (Коробков, 1947, 1950). Этот горизонт, сходный по строению и мощности с горизонтом, развитым в районе оз. Еройлан-Дуз, также залегает в толще песчаников морского происхождения. В нескольких местах его выхода в районе горы Монах (6—7 км северо-восточнее Кушки) Н. Д. Василевской обнаружены в большом количестве остатки растений: *Polypodites bifurcatus* V a s i l., *Arundo Goeppertii* (M ü n s t.) H e e r, *Myrica* sp., *Grevillea provincialis* S a p. var. *rarinervosa* V a s i l., *Andromeda kuschkensis* V a s i l.

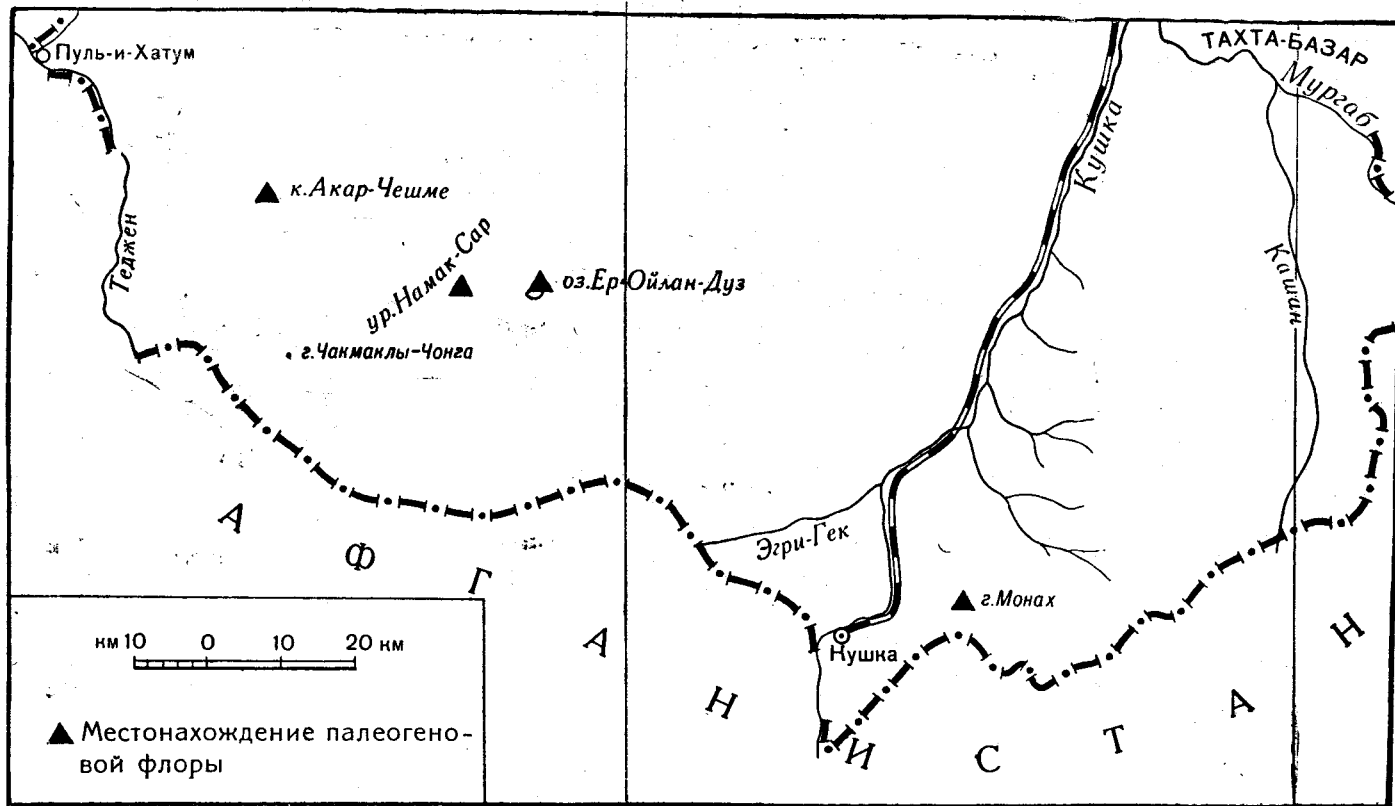


Рис. 37. Местонахождения палеогеновой флоры в Бадххизе

Песчаники, подстилающие и покрывающие слои с флорой, содержат обильную фауну верхнеэоценовых моллюсков и крупных фораминифер (Коробков, 1947, 1950). Установленный по фауне верхнеэоценовый возраст флор Еройлан-Дуза и Кушки подтверждается и данными, полученными при сравнении этих флор с другими сходными третичными флорами. При этом нет никаких оснований для понижения возраста флоры Акар-Чешме ниже верхнего эоцена.

Однако, несмотря на одновозрастность этих флор, особенно флор Еройлан-Дуза и Кушки, залегающих в горизонтах одинакового строения и мощности (О. С. Вялов считает их одним горизонтом, называя его «ойландузским»), нельзя найти в них общих видов растений. С другой стороны, по родовому составу и общему характеру растений эти три флоры несомненно являются близкими и представляют однотипную древесно-кустарниковую растительность, в которой травянистые формы представлены лишь небольшим числом видов папоротников, хвощей и злаков. Среди древесных и кустарниковых форм вечнозеленые растения значительно преобладали над листопадными.

Листья большинства растений отличаются небольшими размерами, завернутостью краев, толщиной, кожистостью, резко выраженными и выступающими на нижней поверхности толстыми жилками. Некоторые из них несли на нижней поверхности густой волосистой покров. Все эти признаки свидетельствуют о произрастании растений в ксерофитных условиях: в условиях высоких температур при недостаточном количестве влаги и неравномерном ее сезонном распределении.

Признаки ксерофитности характерны для всех комплексов бадхызской ископаемой флоры. Наиболее ярко они выражены во флоре Еройлан-Дуза. Здесь третичная растительность была особенно мелколистной и жестколистной; по составу и по облику растений она очень напоминает склерофильные деревья и кустарники, образующие в настоящее время в юго-западной Австралии так называемые скрэбы, а в Средиземноморской области — маквисы. Растительность Акар-Чешме по сравнению с еройландузской была менее ксерофитной; в ней наряду с жестколистными деревьями и кустарниками присутствуют лавры. Несомненно, что на формирование отдельных комплексов растений оказывали большое влияние местные климатические и эдафические факторы, следствием которых и явилось различие видового состава отдельных флор при общей их однотипности.

Ископаемая флора Бадхыза в целом не имеет сходства с современной растительностью этого района, принадлежащей к травянисто-кустарниковой формации пустынно-степного типа (только один род *Amygdalus* сохранился в западном Бадхызе с третичного времени). Климат этой области в эоценовое время, повидимому, отличался от современного и соответствовал климату тропических и субтропических областей.

По условиям существования ископаемая флора Бадхыза близка к теплолюбивым палеогеновым флорам полтавского типа, но отличается некоторыми особенностями состава: отсутствием таких обычных полтавских элементов, как пальм и дубов, бедностью хвойными, большим процентом (не менее 40%) эндемичных форм.

Гаурдак-Кугитангский район

Палеогеновые отложения Гаурдак-Кугитангского района по своему строению и характеру относятся к типу, свойственному Таджикской депрессии. Строение палеогеновых отложений указанного типа достаточно

подробно освещено в литературе О. С. Вяловым (1936а, 1939), Н. П. Туаевым (1934, 1936, 1937) и др. Поскольку разрезы палеогена Гаурдак-Кугитангского района, изучавшиеся А. В. Дановым, существенных отличий от типовых разрезов не показывают, остановимся лишь на их главнейших особенностях. В составе палеогеновых отложений Гаурдак-Кугитангского района установлено присутствие фаунистически охарактеризованных бухарских и сузакских слоев. Вышезалегающие части палеогеновой серии обнажены плохо и для непосредственного изучения мало доступны.

Бухарский ярус. Без видимых признаков несогласия на сеноонских отложениях залегает известняково-гипсовая толща. Нижняя часть этой толщи (около 50 м), предельная белыми мелкокристаллическими гипсами, чередующимися с ноздреватыми гипсоносными известняками, заключает лишь очень плохие отпечатки мелких пелеципод и редкие деформированные ядра морских ежей. Верхняя часть толщи (свыше 90 м) сложена белыми ноздреватыми известняками с пропластками желтовато-серых доломитизированных и кремнистых известняков, зеленовато-серых мергелей и гнездами кремней, чередующимися с белыми плотными мелкокристаллическими гипсами.

Заключенная в верхней части толщи фауна указывает на палеоценовый (бухарский) возраст этой части разреза. Возраст нижней части толщи, не содержащей определенной фауны, остается неясным. Она может относиться к палеоцену или к датскому ярусу. Бухарские слои в аналогичной фации пользуются широким распространением к востоку от рассматриваемого района в Таджикской депрессии. Полная мощность толщи не установлена. Максимальная видимая мощность толщи в горе Балахане составляет 144 м, причем верхняя часть ее здесь отсутствует. В Мукринской гряде мощность толщи (также неполная) составляет около 110 м.

Сузакский, алайский и туркестанский ярусы. Выше известняков бухарского яруса залегает толща оливково-зеленых и темно-серых сланцеватых известковистых и гипсоносных глин, иногда песчаных, в нижней части с тонкими прослоями сланцеватых битуминозных глин. Обнажающаяся часть описываемой толщи имеет мощность до 100 м. В ней встречаются редкие прослои устричников с *Ostrea (Solidostrea) hemiglobosa* Rom. и *Gryphaea (Gigantostrea) cf. camelus* В и г а с̆., позволяющих отнести эту часть разреза к сузакскому ярусу. Верхняя часть разреза скрыта покровными образованиями, и лишь по отдельным выходам можно заключить, что выше следует еще около 100—120 м темных глин. Найденные на поверхности несколько обломков створок *Gryphaea (Fatina) esterhazyi* P a v. (?) позволяют предполагать присутствие здесь фаунистически охарактеризованного туркестанского яруса.

Выше серии морских палеогеновых осадков, заканчивающейся, насколько можно судить по имеющимся обнажениям, гипсоносными темно-зелеными глинами, в Мукринской гряде залегает толща красных песчаных глин с прослоями песчаников, а еще выше — красные и буровато-красные, иногда с пятнистой окраской, песчаники. Нижние горизонты этой мощной красноцветной континентальной серии соответствуют, по видимому, олигоцену, тогда как для верхних ее частей вероятным является неогеновый возраст.

Побережье Аму-Дарьи

На северо-восточной окраине Туркменской ССР выходы палеогеновых отложений развиты по среднему и нижнему течению Аму-Дарьи. Стратиграфия этих отложений сравнительно слабо изучена. Сведения о них

имеются в работах А. В. Данова, С. И. Ильина (1937а, б), Е. Я. Старобинца и Я. С. Эвентова (1948а), В. В. Воинова и Р. И. Фрейберг, П. П. Чуенко и А. И. Смолко. Микрофауна изучалась В. Т. Балахматовой (1952) и Р. Х. Липман (1953).

К юго-востоку от Чарджоу выходы палеогеновых отложений связаны с антиклинальными структурами правобережья Аму-Дарьи. Разрез палеогена начинается здесь гипсоносными известняками бухарского яруса, имеющими мощность не более 100 м и залегающими без признаков несогласия на верхнемеловых отложениях.

Выше залегают глинистая толща, составляющая весь остальной разрез морского палеогена. Нижняя часть этой толщи включает прослои устричников, переполненных крупными устрицами, характерными для сузакского яруса. Более высокие слои, повидимому, соответствуют алайскому и туркестанскому ярусам стратиграфической схемы О. С. Вялова.

Наиболее полные данные имеются о палеогеновом разрезе Наразымской структуры, изучавшемся В. В. Воиновым и Р. И. Фрейберг. Названными геологами указывается здесь следующая последовательность отложений, нижняя часть которых не обнажается на поверхности и вскрыта буровыми скважинами:

- | | |
|---|----------|
| 1. Бухарский ярус. Известняки песчанистые, местами кавернозные залегают без признаков несогласия на сенонских отложениях . | 62—78 м |
| 2. Сузакский ярус. Оливково-зеленые и синевато-зеленые глины, пиритизированные, в нижней части с прослоями битуминозных глин | 16 „ |
| 3. Алайский ярус (?). Оливково-зеленые глины | 18 „ |
| 4. Туркестанский ярус (?). Зеленовато-серые глины с прослоями песчанистых глин и песчаников, мощность которых изменяется в зависимости от размыва | 64—107 „ |

На размытой поверхности морских эоценовых отложений залегают континентальные отложения, нижняя часть которых, возможно, принадлежит еще к палеогену.

К северо-западу от Чарджоу палеогеновые отложения прослеживаются прерывистой полосой как на правом, так и на левом берегах Аму-Дарьи. Известняки бухарского яруса здесь отсутствуют. Палеоген представлен в этом районе оливково-зелеными и темносерыми сланцеватыми и гипсоносными глинами с прослоями песчанистых глин, песков и мергелей. На верхнемеловых отложениях палеогеновая серия залегают со следами предшествовавшего размывания, причем в основании глин обычно прослеживается пласт песка или песчаника, заключающего фосфоритовые стяжения и мелкую кварцевую гальку. Суммарная мощность палеогеновых отложений достигает здесь 120—140 м. Они включают остатки фораминифер и радиолярий, наряду с которыми местами встречаются пластинчатожаберные, гастроподы, зубы и чешуи рыб.

Е. Я. Старобинец и Я. С. Эвентов (1948а), базируясь на определениях собранной ими фауны, произведенных Б. П. Жижченко, выделили в палеогеновой серии побережья Аму-Дарьи ниже Чарджоу две толщи. Нижняя толща с редкими остатками рыб и пластинчатожаберных отнесена ими к нижнему и среднему эоцену, а верхняя, содержащая более многочисленные остатки моллюсков, — к верхнему эоцену и нижнему олигоцену.

Исследования П. П. Чуенко и А. И. Смолко и изучение микрофауны из взятых ими образцов, произведенное В. Т. Балахматовой (1952) и Р. Х. Липман (1953), показали, что здесь развиты главным образом отложения среднего и верхнего эоцена. К верхнему эоцену, в частности, должна быть отнесена фауна моллюсков, указываемая Е. Я. Старобинцем

и Я. С. Эвентовым из верхней толщи. В Т. Балахматовой выделен в отложениях среднего и верхнего эоцена ряд микрофаунистических зон, сопоставляемых ею с зонами, установленными для Северного Кавказа.

Присутствие выходов более древних отложений палеогена можно предполагать в районе Питнякских складок, где к палеоцену — нижнему эоцену, возможно, относятся залегающие в основании палеогенового разреза пески с фосфоритами, заключающие прослой устричника с *Ostrea bellouactna* L a m. var. *chivensis* В и г а щ., а также низы покрывающей их глинистой толщи. Что касается олигоцена, то присутствие его указывается лишь в одном пункте на Тюямуюнской излучине, где к нижнему олигоцену В. Т. Балахматовой (1952) отнесены красные глины, залегающие выше зеленых эоценовых глин и содержащие комплекс фораминифер, сопоставляемый ею с комплексом хадумских слоев Северного Кавказа.

По своему строению палеогеновые отложения описываемого района ближе всего стоят к арало-кызылкумскому типу палеогена, обнаруживая вместе с тем сходные черты с палеогеном северо-западных районов Туркмении. Покрываются палеогеновые отложения с резким несогласием континентальной толщей неогена.

Северные Каракумы, Сарыкамьшская впадина и Юго-Восточный Устюрт

Палеогеновые отложения обнажаются во впадине Ахчакая и прилегающих к ней участках северо-западной окраины Северных Каракумов, в наиболее глубокой части Сарыкамьшской впадины и в основании чинков Устюрта и некоторых останцов, поднимающихся над Куныдарьинской аллювиальной равниной. На остальной площади они скрыты под покровом неогеновых и четвертичных отложений. Присутствие палеогена на глубине под более молодыми осадками установлено в ряде пунктов буровыми скважинами.

Палеогеновые отложения в пределах указанной территории обнаружены в 1913—1915 гг. А. Д. Архангельским (1931) и Н. А. Димо (1915). Палеогеновый разрез впадины Ахчакая изучен в 1935 г. Б. А. Петрушевским (1937б), а разрез Айбугира описан в 1938 г. В. И. Солуном (1940) и более детально изучен в 1944 г. Н. П. Лупповым (1946а). В последнее время новые данные по палеогеновым отложениям рассматриваемой территории получены при геологических исследованиях и буровых работах, производившихся в 1951—1952 гг. экспедициями Всесоюзного аэрогеологического треста, Туркменского геологического управления и Гидропроекта. Микрофауна палеогеновых отложений изучалась Н. Н. Субботиной и позднее В. Т. Балахматовой.

Палеоцен — датский ярус. Палеоценовые отложения в пределах интересующей нас территории не выходят на дневную поверхность. Бурением близ колодца Куртыш и у возвышенности Зенгибаба выше отложений верхнего сенона вскрыты голубовато-серые известковистые глины с прослоями буровато-красной глины и белые с серыми пятнами мергели. В этих породах встречаются рыбные остатки, мшанки, иглы морских ежей и фораминиферы. Последние сходны по своему комплексу с фораминиферами эльбурганского горизонта Северного Кавказа. Среди них преобладают характерные палеоценово-датские виды, кроме которых в нижних горизонтах присутствуют верхнесенонские формы, а в верхних горизонтах появляются виды, распространенные в эоценовых отложениях.

Наиболее характерны для палеоценово-датских слоев *Heterostomella gigantea* Subb., *Gyroidina caucasica* Subb., *G. whittei* Morozova, *Globorotalia membranacea* Ehrenb., *G. conicotruncata* Subb.

Нижняя, преимущественно мергелистая часть этой пачки слоев, в которой встречаются меловые формы *Lituola* sp., *Orbignyna* sp. и др., относится, по видимому, к датскому ярусу, а верхняя, преимущественно глинистая часть, где появляются эоценовые виды *Planulina subbotinae* Valakhm., *Cibicides perlucidus* Nuttall и др., — к палеоцену. Однако разграничить эти отложения очень трудно, так как они связаны между собой постепенным литологическим и фаунистическим переходами.

Мощность палеоценово-датских отложений у возвышенности Зенгибаба около 19 м, а у колодца Куртыш увеличивается до 28 м (рис. 38).

Нижний эоцен. Близ колодца Куртыш и у возвышенности Зенгибаба выше палеоценово-датских отложений скважинами вскрыты пестроцветные желтовато-бурые, красноватые и желтовато-серые мергели с обильной фауной фораминифер, среди которой присутствует характерный зональный вид *Globorotalia subbotinae* Morozova. Мощность этих мергелей у возвышенности Зенгибаба достигает 21 м, а у колодца Куртыш около 17 м.

В чинках Устюрта, в урочище Айбугир и на юго-восточном борту впадины Карашор отложения нижнего эоцена залегают с размывом на верхнемеловых отложениях и имеют меньшую мощность.

В урочище Айбугир они представлены кирпично-красными мергелями мощностью около 2,5 м с обильной фауной фораминифер: *Globigertina pseudo-bulloides* Plummer, *Acarintina pentacamerata* Subb., *Eponides trümpfli* Nuttall, *Boltvinita exiqua* Glaessner и другие формы, характерные для отложений зоны *Globorotalia subbotinae* Северного Кавказа.

В Карашоре отложения нижнего эоцена начинаются красно-бурым мергелем мощностью около 1 м, выше которого залегают голубовато-серые грубослоистые мергели мощностью около 1,7 м. Присутствие в последних *Globorotalia subbotinae* Morozova и других характерных фораминифер позволяет относить эти слои к нижнему эоцену.

Нижнеэоценовые отложения, охарактеризованные микрофауной, в последнее время обнаружены также в районе Серных бугров, где буровой скважиной к югу от бугра Зеагли вскрыты светлосерые, местами темносерые мергели с *Globorotalia subbotinae* Morozova, налегающие, как и в чинках Устюрта, на верхнесенонские отложения. Мощность их здесь не менее 20 м.

Средний эоцен. Выше нижнеэоценового красного мергеля в урочище Айбугир залегают плотные мелоподобные белые мергели и мергелистые

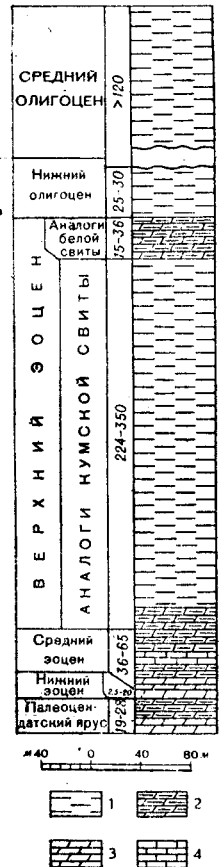


Рис. 38. Сводный разрез палеогена Северных Каракумов, Сарыкамышской впадины и Юго-Восточного Устюрта

1—известковистые и слабо известковистые глины; 2—сильно известковистые глины и глинистые мергели; 3—мергели; 4—известняки

известняки, чередующиеся в верхней части с более рыхлыми мергелями. Мощность этих отложений, по Н. П. Луппову, не превышает 6 м. Для них характерен следующий комплекс фораминифер (по Н. Н. Субботиной): *Globorotalia velascoensis* Cush., *G. pentacamerata* Subb., *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Bolivinoidea aragonensis* Nuttall, *Cibicides perlucidus* Nuttall. Эти отложения сопоставляются с зоной *Globorotalia aragonensis* (*velascoensis*), относимой в настоящее время к среднему эоцену.

Выше залегает толща рыхлых, светлых, глинистых мергелей и коричневых известковых глин общей мощностью более 30 м. Из фораминифер для этих отложений характерны (по Н. Н. Субботиной): *Acarinina crassaformis* Gall. et Wissler, *Globigerina triloculinoides* Plummer, *G. bulloides* Orb., *Globigerinella voluta* White, *Cibicides perlucidus* Nuttall, которые позволяют сопоставлять данные отложения с зоной *Acarinina crassaformis* среднего эоцена Северного Кавказа.

Общая мощность отложений среднего эоцена в Айбугире не менее 36 м.

В центральной части Сарыкамышской впадины отложения среднего и, вероятно, нижнего эоцена вскрыты буровой скважиной, пройденной Узбойской аэрогеологической экспедицией. Они представлены белыми известняками и мергелями, зеленоватыми и коричневыми известковистыми глинами с фораминиферами общей мощностью 38 м.

Здесь встречены характерные среднеэоценовые виды *Hopkinina compacta* Balakhm., *Bulimina mitgarziana* Balakhm., *Acarinina crassaformis* Gall. et Wissler, *Planulina subbotinae* Balakhm. и нижнеэоценовая *Globorotalia subbotinae* Могозова.

В районе возвышенности Зенгибаба отложения среднего эоцена, охарактеризованные микрофауной, представлены темносерыми и зеленовато-серыми мергелями мощностью около 46 м, а близ колодца Куртыш — преимущественно серыми, темносерыми и коричневыми глинами, в нижней части с прослоями светлосерых известняков, общей мощностью до 65 м. Преимущественно глинистый состав среднеэоценовых отложений наблюдается также в районе Серных бугров.

Верхний эоцен. Отложения верхнего эоцена в Айбугире представлены в своей нижней части рыхлыми глинистыми мергелями светлого и темного буровато-кремового цвета с многочисленными рыбными остатками. В большом количестве в этих мергелях присутствуют планктонные фораминиферы родов *Globigerina* и *Globigerinella*, которые часто составляют не менее половины объема всей породы. Наиболее характерны *Globigerina* ex gr. *bulloides* Orb., *Globigerina triloculinoides* Plummer и *Globigerinella micra*. Подобный комплекс микрофауны позволяет сопоставлять эти отложения с кумской свитой Северного Кавказа.

Видимая мощность этих отложений в Айбугире не менее 80 м. Полную мощность установить здесь трудно вследствие тектонических нарушений (сбросы) и оползней.

Во впадине Ахчакая верхнеэоценовые мергели и зеленовато-серые глины с редкими рыбными остатками, соответствующие кумской свите, являются наиболее древними отложениями, обнажающимися на поверхности. Из элювия глин Б. А. Петрушевский (19376) указывает зубы акул, определенных В. В. Меннером: *Notidanus primigenius* Ag., *Odontaspis macrota* Ag., *O. acutissima* Ag., *Lamna vincenti* Vink., *Oxyrhina desori* Sism. mut. *praecursor* Ler., *Alopectas exigua* Probst, *A. latidens* Ler., *Iekelotodus trigonalis* Iekel и др. Видимая мощность отло-

жений во впадине Ахчакая достигает 50—55 м. Буровыми скважинами установлено, что полная мощность отложений, соответствующих кумской свите, в данном районе значительно больше. Сопоставление обнажений свиты в борту впадины Ахчакая с данными буровой скважины, пройденной Узбойской аэрогеологической экспедицией на дне этой впадины, дает мощность не менее 265 м.

Скважина, заложенная Туркменским геологическим управлением у северо-восточного окончания возвышенности Зенгибаба, показала мощность данной свиты около 224 м. В обеих скважинах свита представлена однородной толщей зеленовато-серых слабо известковистых глин. Еще большая мощность отложений, соответствующих кумской свите (до 350 м), устанавливается по скважине у колодца Куртыш, где непосредственно на них трансгрессивно залегают миоценовые отложения.

В Сарыкамышской впадине, повидимому, сохранились лишь нижние горизонты кумской свиты. Они представлены зеленовато-серыми слабо известковистыми глинами, которые обнажаются на поверхности и несогласно покрыты миоценом. Мощность их, по данным бурения в центре впадины (Узбойская экспедиция), достигает 70—75 м.

Вышеописанные отложения связаны постепенным переходом с более молодыми отложениями верхнего эоцена. Последние начинаются белыми и светлосерыми известковистыми глинами, кверху постепенно переходящими в красные, которые так же постепенно сменяются кверху зеленовато-серыми, в нижней части с красноватыми пятнами известковистыми глинами. Как красные, так и подстилающие и покрывающие их белые и зеленовато-серые глины содержат многочисленную фауну фораминифер. Наиболее характерными и общими для описываемого района и Северного Кавказа видами являются *Clavulnoides szaboi* Hantken, *Margnulina böhmi* Reuss, *Bulmina sculptilis* Nuttall, *Uvigerina coccaensis* Cush., *Planulina costata* Hantken. Указанный состав микрофауны позволяет сопоставлять эти отложения с белой (белоглинской) свитой Северного Кавказа.

Красные известковистые глины верхнего эоцена являются прекрасным маркирующим горизонтом. Они прослеживаются в урочище Айбугир, во впадинах Шахтахты и Ахчакая и в возвышенности Бельтау на правом берегу дельты Аму-Дарьи, а также вскрыты буровой скважиной у возвышенности Зенгибаба.

Мощность слоев, подстилающих красные глины, колеблется от 5 до 10 м. Мощность красных глин в обнажениях изменяется от 5 до 15 м, в скважине у Зенгибаба достигает 20 м. Верхние зеленовато-серые глины имеют мощность 7—10 м. Общая мощность отложений, сопоставляемых с белой свитой Северного Кавказа, максимально достигает 36 м (Зенгибаба).

Нижний олигоцен. Зеленовато-серые известковистые глины верхнего эоцена кверху постепенно сменяются зелеными неизвестковистыми глинами, в которых изредка встречаются ядра моллюсков плохой сохранности и песчаные фораминиферы родов *Ammodiscus* и *Haplophragmoides* или известковые фораминиферы рода *Globigerina*. Скудная и спорадически встречающаяся фауна фораминифер этих глин весьма напоминает комплекс фораминифер из хадумского горизонта Северного Кавказа, что позволяет отнести эти отложения к нижнему олигоцену. О нижнеолигоценном возрасте свидетельствует также смена известковистых пород неизвестковистыми глинами, которая хорошо соответствует резкому уменьшению карбонатности пород на границе между верхним эоценом и нижним олигоценом на Северном Кавказе.

Видимая мощность зеленых известковистых глин нижнего олигоцена не превышает 25—30 м. Они покрываются трансгрессивно залегающими неогеновыми отложениями.

Средний олигоцен. Буровыми скважинами, пройденными Северной экспедицией Туркменского геологического управления и Узбойской аэрогеологической экспедицией в области Кунядарьинской дельты Аму-Дарьи, под покровом четвертичных и местами неогеновых отложений вскрыты зеленовато-серые с красными пятнами известковистые или слабо известковистые глины с многочисленными мелкими стяжениями и включениями пирита в виде палочек и прожилок.

Максимальная пройденная бурением (неполная) мощность этих глин достигает 120 м (скважина близ мыса Чаштепе, в 35 км к западу от Куны-Ургенча). В этих глинах встречаются мелкие пелелиподы и птероподы рода *Planorbella*. Во всей толще довольно многочисленны фораминиферы, относящиеся к семействам *Miliolidae*, *Polymorphinidae* и *Anomalinidae*, часто встречаются песчаные фораминиферы *Spiroplectammina* ex gr. *carinata* Orb.

Наиболее характерный комплекс фораминифер встречен в верхней части толщи в указанной выше скважине к западу от Куны-Ургенча (на глубине 74 м). Он состоит из видов, распространенных в баталпашинской свите (низы майкопа) Центрального Предкавказья: *Spiroplectammina* ex gr. *carinata* Orb., *Miliolidae*, *Nonton umbilicatus* Mont., *Gyroldina praecincta* Karst., *Cibicides pseudoungerianus* C.ush. Обилие *Spiroplectammina* ex gr. *carinata* Orb. во многих образцах из этих отложений напоминает также горизонт со *Spiroplectammina* в верхах харьковского яруса Приазовья и в среднем олигоцене Крыма (по Р. Б. Самойловой), при этом в Крыму в этих отложениях также обильны *Planorbella*. Приведенные сопоставления позволяют относить рассматриваемые отложения к среднему олигоцену.

Более молодые отложения палеогена в пределах указанной территории неизвестны.

Палеогеографические условия территории в палеогеновую эпоху

Палеогеографические условия палеогенового времени характеризуются в пределах Туркменской ССР значительной сложностью и в ряде существенных деталей остаются пока еще невыясненными.

На условия накопления осадков в палеоценовое время (а в западных районах Туркмении также и в нижнеэоценовое время) большое влияние оказала регрессия моря, вполне отчетливо намечившаяся еще в конце мелового периода (датский век). В палеоценовое и нижнеэоценовое время в северо-западных и юго-западных районах Туркмении существовало сильно обмелевшее море с довольно извилистой береговой линией. Условия накопления осадков в различных частях бассейна были не одинаковы. В Западном Копет-Даге, на Малом Балхане и на Краснодарском полуострове происходило накопление глинисто-мергелистых, преимущественно пестроцветных отложений, фауна которых состоит почти исключительно из фораминифер. В Туаркыре наряду с пестроцветными породами местами отлагались маломощные известково-песчаные отложения с устрицами. В Большом Балхане происходило накопление песчаных осадков кяризской свиты, заключающих очень редкие остатки фауны.

Наблюдается большое сходство в смысле фациальных условий между палеоценовыми и нижнеэоценовыми отложениями западных районов Туркмении (в особенности Западного Копет-Дага) и соответствующими по возрасту отложениями юго-восточного окончания Кавказа, что указывает на наличие широкого сообщения между этими бассейнами. Очертания моря не были постоянными, и можно предполагать, что в нижнеэоценовое время море расширило свои границы на северо-западе, распространившись на площади, бывшие в начале палеогеновой эпохи сушей.

Резко отличный характер палеоценовых и нижнеэоценовых осадков наблюдается в более восточных районах Туркмении. Они здесь хорошо расчленяются на две части, из которых нижняя соответствует бухарскому, а верхняя—сузакскому ярусу Ферганы и Таджикской депрессии.

В районе Гяурской антиклинали отложения, сопоставляемые П. И. Калугиным с бухарским ярусом, выражены в песчаной прибрежной фации, указывающей, как и синхроничные ей литоральные и лагунные отложения Бадхыза, на близость береговой линии, которая проходила, повидимому, несколько южнее в пределах Ирана. В Восточном Копет-Даге в составе рассматриваемых отложений преобладающую роль начинают играть лагунно-морские осадки (гипсы, ангидриты, доломитизированные известняки, гипсоносные мергели и т. п.); здесь же появляется фауна, характеризующая бухарский ярус.

Еще дальше к юго-востоку, по мере приближения к правобережным районам Аму-Дарьи (Гаурдак-Кугитангский район и др.), эта толща приобретает характерный облик известняково-гипсовой фации бухарского яруса, широко распространенной в юго-восточных областях Средней Азии (Вялов, 1936а). На севере распространение известняково-гипсовой фации бухарского яруса ограничивается примерно областью Кызылкумских палеозойских кражей. Мощность их по направлению с юга на север резко уменьшается.

Морской или, точнее, лагунно-морской бассейн бухарского века, покрывавший юго-восточные области Средней Азии, характеризовался относительно высокой метаморфизацией вод и своеобразным гидрологическим режимом, обусловленным, вероятно, как значительной изоляцией бассейна, так и общеклиматическими условиями (сухой и жаркий климат).

Распространение отложений сузакского яруса (нижний эоцен) довольно близко совпадает в юго-восточных районах Туркмении и в соседнем Западном Узбекистане с распространением подстилающих их бухарских слоев. Однако фациальный характер сузакских отложений существенно отличается от последних. Представлены они здесь преимущественно глинистыми (иногда песчано-глинистыми) осадками, заключающими характерную фауну крупных устриц.

В северных и северо-восточных районах Туркмении в палеоценовое время значительная часть площади, повидимому, представляла собой сушу. Местами, возможно, здесь отлагались маломощные прибрежные и континентальные осадки, уничтоженные последующим размыванием.

В нижнеэоценовое время (сузакский век) море значительно расширило свои границы к северо-западу, покрыв большую площадь в пределах Устюртско-Каракумской области, оставшейся в бухарский век сушей, и распространившись на север в области Кызылкумов. Нижнеэоценовые отложения представлены в Северных Каракумах, по В. Т. Балахматовой, фацией пестроцветных и серых мергелей с фораминифе-

рами. На востоке, в Кызылкумах они выражены фацией песчанистых глин, которые замещаются в окраинных частях бассейна, прилегавших к Кызылкумским палеозойским кряжам, прибрежными песчано-мергельными и песчанистыми образованиями.

Распространение и характер палеоценовых и нижнеэоценовых отложений свидетельствуют о существовании значительных различий между западной и восточной частями морского бассейна Туркмении. Западная часть бассейна (Красноводский полуостров, Большой и Малый Балханы, Западный Копет-Даг), имевшая непосредственное сообщение с Кавказским бассейном, характеризуется кавказским типом отложений. Восточная часть (Центральный и Восточный Копет-Даг, Бадхыз, Гаурдак-Кугитангский и отчасти Приамударьинский районы), широко сообщавшаяся со среднеазиатским бассейном, характеризуется отложениями с фауной среднеазиатского типа. Существование связи между двумя указанными частями в нижнеэоценовое время подтверждается, по О. С. Вялову, присутствием *Amphidonta eversa* Mellev. в нижнеэоценовых отложениях Мангышлака, Большого Балхана, Восточного Копет-Дага и Таджикской депрессии, а также наличием общих видов фораминифер.

В среднеэоценовое время наблюдается значительное расширение границ морского бассейна к северу, в результате чего вся территория Туркмении оказалась покрытой морем. Море распространилось, по видимому, также на обширную площадь к северу от границ Туркменской ССР, на что указывает присутствие среднеэоценовых отложений на Мангышлаке, на полуострове Куланды, а также на Устюрте (впадина Шахпахты) и в Эмбенском районе. Сравнивая распространение средне- и верхнеэоценовых отложений с распространением отложений нижнего эоцена, а также фациальный характер тех и других, можно заключить, что к началу среднеэоценового времени опусканиями была захвачена обширная территория.

В западной части туркменского среднеэоценового бассейна (Западный Копет-Даг, Большой Балхан, Красноводский полуостров, Туаркыр) преобладающее развитие получают карбонатные осадки — известняки и мергели, часто с прослоями бентонитовых глин и вулканического пепла, сменяющие пестрые по составу осадки нижнего эоцена (пестроцветные глины, мергели и песчаники). Развитие процессов карбонатной седиментации находится в связи с углублением бассейна и удалением источников сноса терригенного материала и наряду с этим, может быть, также и с изменением температурных условий бассейна в сторону потепления. На последнее обстоятельство указывает присутствие нуммулитов в среднеэоценовых отложениях Мангышлака и п-ова Куланды (Аральское море). В аналогичных фациях (мергели и известковистые глины) среднеэоценовые отложения представлены также в северных и северо-восточных районах Туркмении и в соседних частях Кызылкумов, где они заключают ассоциации фораминифер, сходные с туркменскими и кавказскими.

В Центральном и Восточном Копет-Даге, где среднеэоценовые слои не могут быть отделены на основании имеющихся данных от верхнеэоценовых, эти отложения представлены в фации глин, иногда песчанистых и местами переходящих даже в глинистые песчаники (Куручайская гряда в Центральном Копет-Даге). Источником терригенного материала для этих отложений являлась, по видимому, полоса суши, расположенная в пределах Ирана и отделявшая туркменский бассейн от иранского. Именно этим обстоятельством обусловлены, по видимому, наблюдаемые значительные различия в характере отложений и составе фауны между

средне- и верхнеэоценовым бассейном Восточного Копет-Дага и Северо-Восточного Ирана, где соответствующие отложения представлены в фацции нуммулитовых известняков¹.

Более близкое сходство с последними показывают средне- и верхнеэоценовые отложения Бадхыза, если только правилен среднеэоценовый возраст слоев с *Nummulites murchisoni* В г и п, указываемых В. Н. Огневым (1932) на оз. Еройлан-Дуз. Вместе с тем в среднеэоценовых отложениях Бадхыза отмечается присутствие общих с восточными областями Средней Азии видов устриц. Характер среднеэоценовых отложений Бадхыза свидетельствует о том, что накопление их происходило в условиях мелководной окраинной зоны бассейна. Источником терригенного материала явились, повидимому, уже упомянутая полоса суши, расположенная в Северо-Восточном Иране, и, возможно, области, расположенные в пределах Северного Афганистана.

Характерной особенностью среднеэоценовых отложений Туркмении, как, впрочем, и соседних областей Кавказа, является широкое распространение в них вулканогенных образований (Копет-Даг, Большой Балхан, Красноводский полуостров, Дагестан, Нальчик, Кабристан). Они представлены флоридиновыми глинами («гиль-аби») и бентонитами, заключающими в Большом Балхане конкреционные образования, состоящие из вулканического пепла, близкого по составу к трахитовым лавам. Вулканогенные образования с большим постоянством прослеживаются в пределах указанной территории и приурочены к самой верхней части отложений среднего эоцена. Постоянство, с которым эти образования выдерживаются в пределах обширной территории, позволяет рассматривать их как хороший дополнительный признак для стратиграфического разграничения отложений среднего и верхнего эоцена Туркмении, в общем бедных фауной.

Следует отметить также присутствие андезитовых и андезитобазальтовых излияний (покровов) и туфобрекчий в верхней части среднеэоценовых отложений Бадхыза. Характер и стратиграфическое положение этих образований тесно сближают их с аналогичными образованиями Северо-Восточного Ирана. Образование за счет эффузивных пород Бадхыза и Ирана залежей флоридиновых глин и бентонитов Копет-Дага и Западной Туркмении является, однако, сомнительным. Более вероятно, что источники вулканогенного материала, послужившего для их формирования, находились в пределах Южно-Каспийской впадины или Юго-Восточного Закавказья.

Распространение верхнеэоценовых отложений, как уже отмечалось, близко совпадает с распространением среднеэоценовых; в верхнеэоценовое время, как и в среднеэоценовое, вся территория Туркмении вместе с северной частью Устюртско-Каракумской области и прилегающей частью Кызылкумов продолжала оставаться под уровнем моря. На западе туркменский верхнеэоценовый бассейн имел широкое сообщение с кавказским (Дагестан, Кабристан). На севере через Мангышлак и Устюрт он был связан с эмбенским бассейном; на востоке продолжала существовать широкая связь с верхнеэоценовым морем, покрывающим Юго-Западные Кызылкумы.

Характер среднеэоценового и верхнеэоценового морских бассейнов, покрывавших крайнюю восточную часть Туркмении (правобережье

¹ В последнее время нуммулиты найдены П. И. Калугиным в среднем эоцене Центрального Копет-Дага. — *Прим. ред.*

Аму-Дарья между Чарджоу и Керками, Гаурдак-Кугитангский район), во многих отношениях остается неясным, так как на большей части рассматриваемой территории верхнеэоценовые отложения полностью уничтожены последующей денудацией. Несомненно сохранились они лишь в зоне юго-западных отрогов Гиссарского хребта (Мукринская гряда, Шур-Гассан и др.). Представлены они здесь в фациях, близких к распространенным восточнее в пределах Таджикской депрессии. Таким образом, тесная связь морского среднеэоценового — верхнеэоценового бассейна, покрывавшего Таджикскую депрессию, с той его частью; которая заходила в область юго-западных отрогов Гиссарского хребта, является несомненной. Однако распространение фаций указанного типа, повидимому, ограничивалось зоной предгорий Гиссарского хребта. Дальше к северу располагалась зона, по условиям седиментации более близкая к кызылкумской и составлявшая, вероятно, непосредственное продолжение последней.

В области Юго-Восточных Каракумов палеогеографическая обстановка, имевшая место в среднеэоценовое и верхнеэоценовое время, несомненно, была весьма сложной, если учесть то обстоятельство, что по окраинам этой области (в Восточном Копет-Даге, Бадхызе, системе юго-западных отрогов Гиссарского хребта и, наконец, в Юго-Западных Кызылкумах и по р. Аму-Дарье ниже Чарджоу) встречаются четыре типа отложений среднего и верхнего эоцена: а) восточно-копетдагский; б) бадхызский; в) таджикский и г) кызылкумский, близкий к типу, развитому в северных районах Туркмении. Взаимоотношения этих типов, основываясь на имеющихся данных по соседним областям, могут быть представлены лишь в самых общих чертах.

Присутствие в среднеэоценовых отложениях Бадхыза характерных форм среднеазиатских устриц говорит о связи со среднеазиатским бассейном. Эта связь, повидимому, осуществлялась через Северный Афганистан с восточным участком морского бассейна, (Таджикская депрессия) и непосредственно через южную зону Юго-Восточных Каракумов с западным участком того же морского бассейна (область юго-западных отрогов Гиссарского хребта). В верхнеэоценовое время мелководный морской бассейн Бадхыза, являвшийся продолжением североиранского и связанный на западе с закавказским, утратил, повидимому, сообщение со среднеазиатским морским бассейном; по крайней мере, наличие такой связи не находит себе сколько-нибудь убедительного подтверждения в имеющемся материале.

Характер средне- и верхнеэоценовых отложений Восточного Копет-Дага, как и наблюдаемые здесь мощности, свидетельствует о том, что накопление этих осадков происходило в зоне прогиба (в Восточно-Копетдагской впадине, на западе соединявшейся с Западно-Копетдагской). На юге Копетдагская зона геосинклинального прогиба примыкала к североиранской суше, отделявшей туркменский бассейн от иранского. К северу от нее находились обширные области мелкого моря, покрывавшего Центральные Каракумы, Устюг и Юго-Западные Кызылкумы. Восточное окончание Копетдагской впадины, повидимому, частично заходило в область Юго-Восточных Каракумов, постепенно выходящая и принимающая расплывчатые очертания. На это указывает ряд косвенных данных, из которых прежде всего следует отметить характер и мощности средне- и верхнеэоценовых отложений на Аму-Дарье (между Ташакыром и Дарганата).

Изложенные данные показывают, что туркменский верхнеэоценовый

бассейн по характеру осадков довольно отчетливо разделяется на две части (зоны): южную и северную.

Южная часть, соответствующая Копетдагской геосинклинальной зоне, характеризуется в средне- и верхнеэоценовое время продолжающимся прогибанием дна впадины (замедлившимся, однако, во второй половине верхнеэоценового времени или временно сменившимся движениями обратного порядка) и накоплением мощных толщ осадков. Последние представлены в восточной части Копетдагской впадины (Гяурская антиклиналь, Восточный Копет-Даг) по преимуществу глинистыми осадками, а в западной ее части (Западный Копет-Даг) — мергельными в среднем эоцене, сменяющимися в верхнем эоцене глинистыми и частично песчаными осадками. Присутствие последних (котурские песчаники), их характер и заключенная в них фауна (устрицы и др.) свидетельствуют о значительном обмелении рассматриваемой части бассейна во вторую половину верхнеэоценового времени.

Северная часть туркменского бассейна, расположенная к северу от Копетдагской депрессии (геосинклинальной зоны), в средне- и верхнеэоценовое время продолжала оставаться областью обширного мелководного моря, ушедшего на востоке, севере и западе далеко за пределы Туркмении. Удаленность источников сноса терригенного материала (главная масса которого, поступающая с юга из области североиранской суши, оседала в Копетдагской депрессии) обусловила накопление в северной части бассейна менее мощных¹, но хорошо выдержанных по простиранию толщ осадков: глинистых, карбонатно-глинистых (мергели) и частично карбонатных (известняковые пачки и прослои в среднеэоценовых слоях). Следует отметить также наличие бентонитовых и флоридиновых прослоев и пачек, с большим постоянством прослеживаемых в западной части туркменского бассейна и приуроченных к самой верхней части среднего — низам верхнего эоцена.

Все имеющиеся данные позволяют охарактеризовать средне- и верхнеэоценовые отложения северной части туркменского бассейна как весьма близкие к соответствующим отложениям Северного Кавказа (Дагестан и др.). На это указывает и присутствие аналогичных ассоциаций фораминифер, позволяющих выделить в западных и северных областях Туркмении микрофаунистические зоны, соответствующие северокавказским. Заслуживает внимания присутствие фауны пластинчатожаберных и гастропод вместе с рыбными остатками в верхнеэоценовых отложениях по Аму-Дарье (между Чарджоу и Дарган-Ата).

Реконструкция палеогеографических условий олигоценового времени в пределах Туркмении может быть выполнена с достаточной уверенностью лишь для западных и северных ее областей (Западный Копет-Даг, Большой и Малый Балханы, Красноводский полуостров, Северные Каракумы и Юго-Восточный Устюрт), где с большей или меньшей полнотой сохранились морские олигоценовые отложения. Для центральных и юго-восточных областей Туркмении, где морские олигоценовые отложения неизвестны и где нет уверенности в том, что отсутствие их обусловлено предшествующим освобождением этой территории из-под уровня моря, а не последующим размывом, такая реконструкция, естественно, встречает весьма существенные затруднения.

¹ Новейшие данные буровых работ по Северным Каракумам и прилегающим к ним районам (см. очерк палеогена Северных Каракумов) показывают, что мощность верхнеэоценовых отложений здесь значительна и местами достигает 300—350 м. — *Прим. ред.*

В Бадхызе, а также на правобережье Аму-Дарьи (между Чарджоу и Керки) морские олигоценовые отложения отсутствуют. В пределах Гаурдак-Кугитангского района они также отсутствуют, но здесь могут быть указаны соответствующие им континентальные образования (низы красноцветной серии). Сохранились ли олигоценовые отложения в Юго-Восточных Каракумах и в какой фации они выражены (континентальной, прибрежной или морской), сказать трудно. Вероятнее всего, они здесь отсутствуют или представлены в континентальных фациях.

Имеющиеся данные позволяют установить непрерывное существование морского бассейна в эоценовое и нижнеолигоценовое время в пределах Западной Туркмении, а также в северных ее областях. Повсеместно в пределах рассматриваемой территории отложения нижнего олигоцена представлены глинистыми осадками.

Нижнеолигоценовые отложения достигают чрезвычайно значительной мощности (до 850 м) в Западном Копет-Даге и сильно уменьшаются в мощности в северо-западных и северных областях. Такие различия в мощности между южной и северной частью туркменского нижнеолигоценового моря указывают на продолжающееся существование Копетдагской впадины. Размеры этой впадины для нижнеолигоценового времени по имеющимся данным не могут быть установлены, так как неизвестно, распространялось ли море на восточную часть этой впадины. Учитывая большую мощность рассматриваемых отложений и их характер в Западном Копет-Даге, можно допустить, что распространение их в Копетдагской депрессии, во всяком случае, не ограничивалось крайним восточным пунктом (у Кизыл-Арвата), в котором известны их выходы. Сложное строение зоны, к которой приурочены выходы палеогеновых отложений в Центральном Копет-Даге (развитие здесь надвиговых структур), заставляет подходить с осторожностью к палеогеографическим построениям, основывающимся на отрицании присутствия здесь морских отложений нижнего олигоцена.

Северные области Туркмении, как показывают мощности и характер осадков, в нижнеолигоценовое время продолжали оставаться мелководным морским бассейном. Основным источником терригенного материала, поступающего в туркменский нижнеолигоценовый бассейн, оставалась попрежнему североиранская суша; не исключена возможность, что некоторую роль в этом смысле могли играть также горные сооружения, возникшие в Зеравшано-Гиссарской области.

Морские отложения среднего и верхнего олигоцена сохранились в Западном Копет-Даге, где они представлены майкопской свитой. Их отсутствие в соседних районах, в Большом Балхане, на Красноводском полуострове¹ и, может быть, дальше к востоку, является, повидимому, результатом последующего размывания, уничтожившего повсеместно в Западной Туркмении верхние части морской палеогеновой серии. Значительная мощность майкопских отложений и отсутствие прибрежных фаций в Западном Копет-Даге заставляют думать, что майкопский бассейн заходил в пределах Копетдагской депрессии дальше к востоку, может быть до Арчмана — Бахардена. Здесь появляется мощная толща красноцветных отложений (карагауданская свита), залегающая между морской палеогеновой серией и морским средним миоценом и замещающая здесь нижний миоцен и частично (или полностью) также олигоцен.

Майкопские отложения Западного Копет-Дага представлены в фации

¹ Имеющиеся указания М. Ф. Двали (1932) и Г. А. Лебедева (1932) на присутствие майкопских отложений на Красноводском полуострове требуют проверки.

тонколистоватых и скорлуповатых темносерых и бурых глин с сидеритовыми конкрециями, обнаруживая ближайшее сходство с соответствующими отложениями Северного Кавказа. Широкая связь западнотуркменского майкопского бассейна с кавказским несомненна¹.

В отношении признаков, свидетельствующих о возможной связи нефтепроявлений с палеогеновыми отложениями, наиболее отчетливые указания дают палеоценовые (бухарские) отложения Юго-Восточной Туркмении (Восточный Копет-Даг, Бадхыз, Карабиль). Эти признаки являются здесь региональными и сопровождаются характерным геохимическим комплексом (гуминокериты, сера, твердые битумы и т. д.), который связан с лагунно-морскими отложениями палеоцена. Условия образования этой палеоценовой лагунно-морской толщи подробно разобраны в работе А. В. Данова (1936); дополнительные сопоставления приведены выше, при рассмотрении палеогеографических условий бухарского века. Область Восточного Копет-Дага и Бадхыза — Карабиля вместе с прилегающими Юго-Восточными Каракумами, несомненно, заслуживает постановки специальных исследований, имеющих целью более детальное выяснение перспектив ее нефтеносности.

Помимо признаков битуминозности в палеоценовых отложениях, В. Н. Огнев (1932) отмечает также присутствие прослоя битуминозного песчаника в среднеэоценовых слоях у оз. Еройлан-Дуз (Бадхыз). В Гаурдак-Кугитангском районе, а также на правом берегу Аму-Дарьи, между Чарджоу и Керки, наличие признаков битуминозности с большим постоянством прослеживается в сузакских слоях; выражены они в виде тонких прослоев и небольших пачек сланцеватых битуминозных глин, залегающих обычно ближе к основанию толщи.

В пределах Западной Туркмении проявления битуминозности указываются А. В. Дановым в отложениях огланлинской свиты Большого Балхана, точнее в верхней ее части — в толще трепеловидных сланцев с рыбными остатками, покрывающей бентонитовую пачку. Признаки битуминозности, выраженные, однако, в более слабой степени, известны также в верхнеэоценовых рыбных слоях Красноводского полуострова. Следует отметить, что наличие признаков битуминозности свойственно в широких размерах также верхнеэоценовым битуминозным мергелям и сланцам Кавказа (слои с *Lyrolepis caucasica* R o n.), являющимся, как уже указывалось, ближайшими стратиграфическими аналогами верхней части огланлинской свиты.

НЕОГЕН

Введение

С концом палеогеновой — началом неогеновой эпохи в пределах Туркменской ССР совпадали наиболее мощные проявления альпийского тектогенеза, повлекшие за собой коренное преобразование геотектонической обстановки, а также фациальных условий (режима), сохранившихся в пределах указанной территории, хотя и со значительными колебаниями, с юрского до олигоценового времени.

Поднятия, имевшие место в первой половине олигоценового времени в юго-восточных областях Туркмении (область юго-западных отрогов Гиссарского хребта, Юго-Восточные Каракумы, возможно, также Вос-

¹ В последнее время присутствие морских отложений, соответствующих по возрасту низам майкопской свиты (средний олигоцен), установлено В. Т. Балахматовой в районе Сарыкамышской дельты Аму-Дарьи (см. очерк палеогена Северных Каракумов). — *Прим. ред.*

точный Копет-Даг), были связаны с формированием Зеравшано-Гиссарской горной системы на востоке и, может быть, центральных частей Туркмено-Хорасанской горной системы, а также системы Паропамиза на юге. Эти поднятия распространились к концу олигоценового — началу миоценового времени на всю территорию Туркменской ССР.

Копетдагская геосинклинальная зона перестала существовать на востоке и значительно сократила свои размеры на западе. В ее центральных частях возникла складчатая область, являющаяся в основных своих чертах первым проявлением Туркмено-Хорасанской горной системы в современном ее облике. Северная и юго-западная окраинные зоны Копетдагской геосинклинали и ее западное продолжение, соединявшееся с миоценовыми впадинами Кавказа, продолжали существовать в продолжение почти всего миоценового времени в виде депрессий Прикопетдагской или северо-западной и Предэльбурской или юго-западной, сливавшихся между собой в области Западного Копет-Дага.

В значительно более сокращенных границах эти депрессии возобновились в верхнеплиоценовое время в результате предакчагыльских опусканий, охвативших наряду с восточными областями Кавказа, также и западные районы Туркмении — Красноводский полуостров и Прикаспийскую низменность вместе с прилегающими участками Западного Копет-Дага и Прикопетдагской депрессией.

В результате поднятий, происходивших в конце палеогеновой эпохи и сопровождавшихся последовательным отступлением моря, вся территория Туркмении, за исключением, быть может, лишь крайней западной ее части, к началу неогеновой эпохи оказалась поднятой выше уровня моря. На смену процессам морской седиментации пришли денудационные процессы и условия континентальной седиментации.

Возникновение новых складчатых сооружений в юго-восточной, южной и северо-западной областях Туркмении, а также в прилегающих восточных областях Средней Азии, в Северном Афганистане и Северном Иране повлекло за собой полное преобразование всего геоморфологического облика этой страны — формирование нового рельефа, появление новой гидрографической сети и т. п. Области размывания, служившие основным источником терригенного материала для Копетдагской геосинклинальной зоны с юрского до олигоценового времени (иранская суша, варисийские горные сооружения Кызылкумской области), по мере возникновения молодых альпийских складчатых сооружений отступали на задний план. В миоценовое время роль областей размыва перешла к молодым складчатым сооружениям, возникшим на месте Копетдагской геосинклинальной зоны, а также к альпийским горным сооружениям соседних областей Средней Азии, Северного Афганистана и Северного Ирана. Свидетельством этого является накопление в Прикопетдагской депрессии и в Каракумах мощных толщ континентальных отложений, чередующихся в западных областях Туркмении с отложениями морских неогеновых трансгрессий и состоящих из кластического материала, поступавшего в результате размывания альпийских горных сооружений — Копет-Дага, Большого Балхана и т. д.

Поступление терригенного материала в Копетдагскую геосинклинальную зону из области, расположенной к югу от этой впадины (с североиранской суши), сильно сократилось, а может быть, и совсем прекратилось после отложения актепинских слоев, возраст которых предположительно датируется как олигоценовый (вероятно, первая половина олигоцена).

В составе континентальных отложений неогена и частично верхнего палеогена (олигоцена) для Туркмении и прилегающих территорий (Северо-Восточный Иран, Западный Узбекистан и др.) можно выделить три серии:

1. Карагауданская серия (свита), охватывающая в своих возрастных пределах отложения от олигоцена до среднего миоцена включительно. Наиболее полно ее соотношения с морскими палеогеновыми и миоценовыми отложениями можно наблюдать в разрезах Центрального и Восточного Копет-Дага (Актепинская, Келятинская, Карагауданская гряды и др.).

2. Иомудская континентальная серия, охватывающая отложения от верхнего миоцена до начала акчагыльской трансгрессии (верхний плиоцен). Наиболее полно соотношение ее с подстилающими морскими сарматскими отложениями наблюдаются в Центральном Копет-Даге (Актепинская и Келятинская гряды и др.), в Северных Каракумах и на Красноводском полуострове, а с покрывающими их акчагыльскими отложениями — в Западном Копет-Даге, на Красноводском полуострове и в Прикаспийской низменности. В Восточном Копет-Даге рассматриваемые отложения лежат несогласно на карагауданской серии и покрываются также несогласно текинской континентальной серией. Для образований иомудской континентальной серии, накопившихся в различных геотектонических областях, можно сохранить местные названия, которые отражают связь этих образований с областями их накопления и позволяют уточнить их фациальный состав и возрастные рамки для каждой данной области.

Таким образом, параллельно с общим обозначением этих отложений приводятся также местные названия, а именно: а) кюряннская свита для Большого Балхана, Куба-Дага и Красноводского полуострова; б) красноцветная свита для Прикаспийской низменности; в) казганчайская свита для Копет-Дага; г) заунгузская свита¹ для Северных Каракумов и т. д. Эти названия следует понимать лишь как обозначения фациальных комплексов иомудской континентальной серии, свойственных различным геотектоническим областям и различающихся по своему строению и литологическому составу.

3. Текинская континентальная серия по возрасту отвечает верхнему плиоцену и частично, возможно, низам четвертичной системы. Наиболее отчетливо соотношение ее с подстилающими морскими (акчагыл) отложениями наблюдается в Западном Копет-Даге, а с более древними континентальными толщами (иомудской серией) — в Центральном и Восточном Копет-Даге.

Указанные нижние возрастные границы иомудской и текинской континентальных серий по мере продвижения на восток несколько расширяются в результате замещения в этом направлении морских отложений миоцена и акчагыла континентальными образованиями.

Для восточных районов Туркменской ССР применение приведенной выше схемы расчленения континентальных отложений неогена — олигоцена наталкивается на значительные затруднения, которые вызываются

¹ Автор употребляет для континентальных отложений Северных Каракумов название каракумская свита (Данов, 1931). Однако в литературе для них прочно укоренилось название заунгузская свита, предложенное А. Ф. Соседко (1930). Название же каракумская свита (или толща) по инициативе Б. А. Федоровича принято в настоящее время употреблять для нижнечетвертичных аллювиальных отложений Низменных Каракумов. — *Прим. ред.*

прежде всего недостаточной изученностью здесь этих отложений. Поэтому континентальные отложения этих районов описаны в нерасчлененном виде. Возможность их расчленения намечается в Гаурдак-Кугитангском районе, где эти отложения представлены с большой полнотой, а также по северо-восточной окраине Каракумов. Однако возрастные рамки отдельных свит и их соотношения с континентальными сериями более западных областей Туркмении остаются пока не вполне ясными.

Южный Мангышлак, Устюрт, Туаркыр, Сарыкамышская впадина, Узбой и Кунядарьинская дельта Аму-Дарьи

Неогеновые отложения на севере Туркмении пользуются очень значительным распространением. В широтном направлении они прослеживаются от Арала до Каспия, а в меридиональном простираются от Центральных Каракумов на север далеко за пределы Туркмении. Такое широкое распространение обуславливает исключительно важное значение этих отложений для народного хозяйства в гидрогеологическом отношении и для поисков полезных ископаемых.

Изучены морские неогеновые отложения северных районов Туркмении еще недостаточно. За исключением работ А. Д. Архангельского (1914, 1931), В. П. Колесникова (1936а, 1940а, 1951б) и Н. П. Лупова (1931, 1932, 1946а), основательно разбирающих вопросы стратиграфии этих отложений, лишь немногие авторы затрагивают в своих работах проблемы неогена данной части Туркмении. В последнее время, в связи с изысканиями в районе трассы Главного Туркменского канала, накопилось большое количество новых материалов по неогену северной части республики. Эти материалы наряду с литературными данными использованы при составлении данного очерка.

Нижний миоцен. До самого последнего времени фаунистически охарактеризованные нижнемиоценовые отложения в Туркмении установлены не были. Лишь в 1951 г. одной из скважин, заложенной в 6 км восточнее развалин крепости Шах-Сенем, были обнаружены породы, повидимому, нижнемиоценового возраста (рис. 39). Этой скважиной вскрыты следующие породы, залегающие на толще зеленых и коричневых глин олигоценевого возраста (снизу вверх):

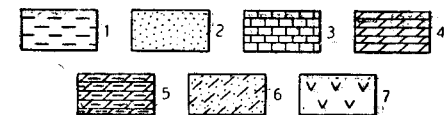
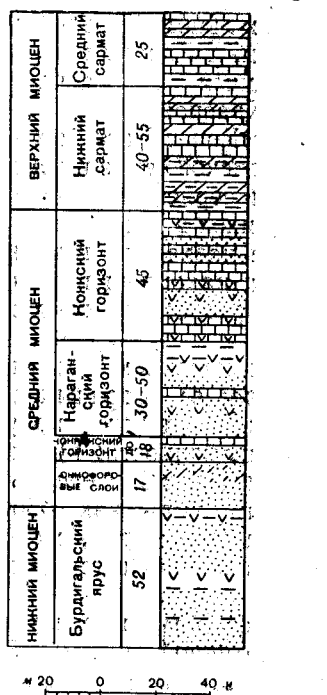


Рис. 39. Сводный разрез миоцена Юго-Восточного Устюрта, Сарыкамышской впадины и Кунядарьинской дельты Аму-Дарьи

1—глины; 2—пески и песчаники; 3—известняки; 4—мергели; 5—глинистые мергели; 6—суглинки; 7—гипсы и гипсоносность пород

1) Песчаники зеленовато-серые и коричневые, мелкозернистые, содержащие обильную фауну крупнораковинных моллюсков	11,6 м
2. Пески и песчаники коричневатые, желтоватые и белесоватые с прослоями зеленоватых и коричневых глин	15,0 „
3. Пески и песчаники, сверху светлосерые и желтые, внизу пестроцветные, с мелкими кристаллами гипса	19,8 „
4. Гипсоносные глины с пластом гипса в 0,9 м	5,2 „

В первом слое содержатся следующие формы моллюсков, определенные И. А. Коробковым: *Meretrix (Callista) italica* Defr., *M. (C.) cf. erycinoides* Lam., *M. (Cardiopsis) gigas* Lam., *Tapes (Callistotapes) velulus* Bast., *Tellina planata* L., *Tellina* sp., *Isocardia* sp., *Lucina borealis* L., *Turritella turris* Bast., *Turritella pythagorica* Hilb. var. *rabae* Niedz., *Cerithium* sp. И. А. Коробков высказывается за несомненно миоценовый возраст этой фауны и считает наиболее вероятным принадлежность ее к бурдигальскому ярусу. Такой вывод подтверждается тем, что, по данным А. Д. Архангельского (1931), конкские отложения при почти горизонтальном залегании обнажаются у Шах-Сенема более чем на 50 м гипсометрически выше слоя с указанной фауной и последний по литологическим особенностям и фауне резко отличается от среднемиоценовых, в частности конкских, отложений прилежащих районов. Возраст вышележащих пород, пройденных скважиной у Шах-Сенема, неясен вследствие отсутствия фауны.

Таким образом, можно предполагать, что в бурдигальское время северо-восточная часть Туркмении была залита водами нормального морского бассейна, мелководье которого было населено стеногалинными формами моллюсков, свидетельствующими о сообщении этого водоема с мировым океаном.

Средний миоцен. Онкофоровые слои. Присутствие в северной части Туркмении онкофоровых слоев установлено в 1951 г. на основании находки А. С. Кесь раковин *Oncophora* ex. gr. *socialis* Rzehak на юго-востоке Устюрта, к северу от урочища Айбугир, у кладбища Курунбай (Мерклин, 1953). Здесь в одном из оврагов обнажаются (снизу вверх):

1. Пески желто-бурые, разнозернистые, с прослоями и линзами галек и гравия. На поверхности слоя присутствуют мелкие зубы палеогеновых акул и окатанные кости наземных позвоночных (<i>Mastodon</i> sp., по определению В. И. Громовой).	3,10 м
2. Непостоянный прослой грубозернистого песчаника ржаво-бурого цвета, переполненного местами раковинами онкофор, описанных Р. Л. Мерклиным как <i>Oncophora socialis</i> Rzehak subsp. <i>kesae</i> Merklin.	0,25 „
3. Пески буро-желтые, мелкозернистые, слоистые. Местами в верхней части толщи появляются светлосерые, сильно слюdistые, тонкослоистые пески (мощностью до 1 м)	3,60 „
4. Суглинки лёссовидные коричневые с желтыми и охряно-красными пятнами, местами с волноприбойной рябью на плоскостях наслоения	1,0 „
5. Пески, мелко- и тонкозернистые, пылеватые, слюdistые, желтоватые, зеленоватые и даже охряно-красные, местами с прослоями супесей и суглинков	1,25 „
6. Красноцветная толща — суглинки плотные, карбонатные, коричнево-красные, внизу местами, зеленоватые, местами темнокоричневые, с белыми известковистыми пятнами, разбитые вертикальными трещинами, выполненными гипсом. Граница с нижележащим слоем неровная	8,00 „
7. Тонкий пропласток крупнокристаллического гипса	0,10 „
Выше залегают раковинные известняки с чокракской фауной.	

Приведенный разрез показывает, что под морскими осадками чокракского возраста залегают слои главным образом континентального происхождения (см. рис. 39).

Наибольший интерес представляет нижняя часть разреза (слои 1—3), к которой приурочен прослой с раковинами онкофор, а ниже последнего — остатки наземных позвоночных в смеси с переотложенными зубами палеогеновых рыб. Онкофоры принадлежат к категории обитателей солоноватых и опресненных вод и жили главным образом в эстуариях, дельтах и устьях рек. Совокупность имеющихся данных позволяет предполагать, что здесь развиты речные, скорее всего приустьевые, осадки.

Обращаясь к возрасту слоев с *Oncophora* ex gr. *socialis* R z с h. Юго-Восточного Устюрта, следует отметить, что онкофоровые слои известны в Северном Приаралье, на Северном Кавказе, в Западном Закавказье, в западной и южной частях Украинской ССР, а за пределами СССР в Австрии, Чехословакии, Швейцарии и Баварии. Всюду они приурочены к основанию среднего миоцена, залегая ниже тортона и чокракского горизонта, т. е. соответствуют гельветскому ярусу¹, и представляют собой хороший маркирующий стратиграфический горизонт для установления возраста смежных слоев. Отсюда можно предполагать, что возраст слоев у кладбища Курунбай, заключенных между онкофоровыми слоями и чокраком (слои 3—6), не древнее гельветского и не моложе низов тортонского яруса. Возраст же бурых глин и песков, подстилающих онкофоровые слои, возможно, уже бурдигальский, т. е. нижнемиоценовый.

Чокракский горизонт. Чокракские отложения, несмотря на небольшое число известных их выходов, распространены на сравнительно большой площади и прослеживаются от Кара-Богаз-Гола на западе до западного берега Арала на востоке. Особенности распространения чокрака в Туркмении позволяют предполагать наличие здесь большого мелководного залива со сравнительно суженным сообщением на западе, очень изрезанной береговой линией на востоке, севере и юге и большим количеством островов, отмелей и лагун. Все эти особенности содействовали усиленным процессам гипсообразования. Кроме гипсов, в чокракских отложениях отмечаются глины, мергели, доломиты, известняки, ракушняки, местами песчаники и конгломераты.

Разнообразие литологического состава вместе с трансгрессивным залеганием и непостоянной мощностью дают представление об очень неровном рельефе дна чокракского водоема. Многообразие экологических условий заметно отразилось на характере и составе фауны чокрака Туркмении. Для более мелководных фаций свойственны преимущественно *Ervilia praepodolica* Andr. u. s., *Spaniodontella intermedia* Andr. u. s. и некоторые другие. В более глубоководных осадках встречаются *Avicula mitra* Zhiz., *Thyastra flexuosa* Mtg., *Leda fragilis* Chemn., *L. pella* L., *Nassa restitutiana* Font., *Spiralitis* и др.

Впервые чокракские отложения в пределах рассматриваемой области обнаружены Н. П. Лупповым в разрезе у колодцев Казахлы. В этом разрезе (Колесников, 1936а) чокракские отложения залегают трансгрессивно на сенонских отложениях. Они достигают мощности 8,2 м, представлены внизу огипсованными песками и песчаниками, а выше мергелем и известняком и содержат ядра моллюсков *Chlamys domgert* Mikh. var. *derbentica* Grig. Beres., *Ervilia praepodolica* Andr. u. s., *Donax tarchanensis* Andr. u. s., *Loripes dentatus* Bast., *Cerithium* sp., а также остатки мшанок.

¹ В северном Приаралье, по данным А. Л. Яншина, они приурочены к верхней части аральского яруса, относимого к нижнему миоцену.

Кроме Казахлы, чокракские отложения наблюдались Н. П. Лупповым в Сарыкамышской впадине и во впадине Шахпахты, где малоомощная пачка их залегает несогласно на палеогене. Восточнее чокрак обнаружен А. Г. Эберзиным и Р. Л. Мерклиным севернее мыса Чалбурун и у кладбища Курунбай. В последнем пункте он выражен четырехметровой пачкой раковинных известняков с *Ervilla praepodolica* Andrus. и другими моллюсками. Наконец, глинистые пески с богатой чокракской фауной обнажаются в обрывах Челюнгкыра, где они, повидимому, залегают также на палеогене и имеют большую мощность (не менее 18 м).

Караганский горизонт. Отложения караганского горизонта распространены на обширной площади от Кара-Богаз-Гола на западе до района возвышенности Кой-Кырлан на востоке. На юге они отмечаются почти повсеместно в обрывах Коймат-Дага, Челюнгкыра и Капланкыра.

За исключением северо-востока, где в районе к северу от Айбугира караган или не достигал границ распространения чокрака, или был размыт трансгрессией сарматского моря, очертание караганского водоема было близко к контурам чокракского залива, но местами все же заходило за границы последнего. Так, в Прикарабогазье, в обрывах Капланкыра и у Кой-Кырлана караганские слои залегают трансгрессивно на палеогене или даже на меловых отложениях. На территории северных районов Туркмении располагался мелководный залив с более ровным, чем в чокракское время, донным рельефом и вследствие этого более выдержанными и постоянными мощностями отложений. Последние закономерно уменьшаются в направлении на восток и северо-восток, возрастают к югу и западу и вновь уменьшаются в Прикарабогазье вблизи суженного пролива, по которому караганский залив Туркмении сообщался с остальной частью караганского моря.

Характерно, что факторы, содействовавшие гипсообразованию, в караганское время усилились; это привело к увеличению числа и мощности пластов гипса, иногда образующих мощные толщи. Кроме гипсов, в карагане отмечаются глины, песчаники, известняки и ракушнякаи (см. рис. 39.)

Фауна очень однообразная, хотя и обильная. Преобладает *Spaniodontella gentilis* Eichw., к которой примешиваются местами мелкие брюхоногие моллюски *Mohrensternia barbotti* Andrus., *M. grandis* Andrus., *Sandbergeria sokolovi* Andrus. Между степенью гипсоносности и частотой или редкостью фауны существует отчетливая закономерность: там, где гипсов много, прослоев с фауной мало или почти нет; там же, где гипсов мало или совсем нет, количество фаунистически охарактеризованных прослоев возрастает.

Общая мощность караганских отложений обычно около 30—35 м. Максимальная мощность караганских отложений в районе Узбоя достигает 50 м и более.

Конкский горизонт. Отложения конкского горизонта распространены более широко, чем караганские и чокракские отложения. Они обнаруживают характерные особенности изменения состава фауны в вертикальном направлении, отмеченные В. П. Колесниковым (1936а), что позволяет разделить конкский горизонт на три подгоризонта.

Для иллюстрации строения конкских отложений приведем разрез в обрыве Челюнгкыра, против колодцев Халмаджи. Здесь над караганскими слоями, отделяясь от них пологой осыпью в 1,5 м по вертикали, снизу вверх следуют:

- | | |
|--|-------------|
| 1. Белый, мелкопористый раковинный известняк с <i>Barnea</i> и <i>Spirorbis</i> | 0,25 м |
| 2. Толща тонкослойных известняков и песков с пропластками гипсов. Известняки белые, преимущественно мелкопористые, содержат мелкие раковины <i>Ervilia</i> и крупные <i>Barnea pseudoustjurtensis</i> Vog. | 18,0—20,0 „ |
| 3. Белесоватый, с розовыми пятнами оолитово-раковинный, заглипсованный известняк с богатой и разнообразной фауной: <i>Arca turonica</i> Duj., <i>Ervilia pusilla</i> Phil., <i>Cardium praeechinatum</i> Hilb., <i>C. multicosatum</i> Brocc., <i>Cardita</i> cf. <i>rudista</i> Lam., <i>Tellina planata</i> L., <i>Venus cincta</i> Eichw. и др. | 1,0 „ |
| 4. Пачка серых, светлых известняков, песчаников и подчиненных прослоев глин. В известняках встречается фауна мелких моллюсков очень плохой сохранности типа <i>Venus konkensis</i> Sok., <i>Cardium praept-Mactra eichwaldi</i> Lask. | 1,8 „ |
| 5. Толща зеленовато-серых глин с подчиненными прослоями известняков с весьма редкой и бедной фауной, как и в слое 4 | 10,0 „ |
| 6. Известковистый конгломерат, состоящий из малоокатанных плоских галек известняков, сцементированных грубым песчаным цементом | 0,2 „ |
| 7. Чередование песчаных известняков и зеленовато-серых глин с <i>Mactra eichwaldi</i> Lask. | 1,8 „ |

Слои 1—5 относятся к конкскому горизонту, мощность которого достигает 45 м; слои 6 и 7 принадлежат уже к основанию нижнего сармата.

Нижняя часть конкских отложений—фоладовые слои (слои 1—2 приведенного разреза) характеризуется бедной и однообразной фауной солончатых моллюсков, преимущественно фолад из рода *Barnea*, к которым изредка примешиваются *Ervilia*.

Фоладовые слои прослеживаются от Кара-Богаз-Гола на западе до Сарыкамьшской котловины и восточнее ее, вплоть до возвышенности Кой-Кырлан. На всем этом протяжении они представлены разнообразными, преимущественно заглипсованными известняками — раковинными, оолитовыми, мергелистыми, а также мергелями и глинами с подчиненными прослоями гипсов.

Максимальная мощность фоладовых слоев в южных чинках Устюрта достигает 20 м (Челюнкыр, против колодцев Халмаджи); обычно она меньше. Так, в обрыве Капланкыр она становится вдвое меньше, к северо-востоку от Сарыкамьшской впадины в 12 км севернее мыса Чалбурун не превышает 12 м, а в возвышенности Кой-Кырлан уменьшается до 3 м. Фоладовые слои залегают на карагане без видимого, несогласия и нерерыва. Сходный литологический состав, обилие гипсов и скудная однообразная фауна свидетельствуют о сходстве физико-географических и биомических условий образования фоладовых и караганских слоев.

Выше фоладовых слоев в северных районах Туркмении залегают пласт, содержащий богатую и разнообразную фауну типичных морских моллюсков из родов *Aloides*, *Arca*, *Cardium*, *Cardita*, *Ditartella*, *Ervilia*, *Loripes*, *Miltha*, *Meretrix*, *Modiola*, *Lutraria*, *Phacoides*, *Tellina*, *Venus* и др. (слой 3 приведенного разреза).

Наличие подобной стеногалинной фауны моллюсков указывает на то, что во время образования этого пласта на территории северных районов Туркмении и части Западного Казахстана кратковременно существовал водоем, имевший нормальную (не менее чем 3%) соленость и несомненно общавшийся с мировым океаном того периода. В Крыму и на Кавказе аналогичной фауны неизвестно. В Туркмении слои со стеногалинной фауной простираются от района колодца Демпе на западе (Луппов, 1932), вплоть до Сарыкамьшской впадины и прилегающих к ней участков на востоке.

Указание А. Д. Архангельского (1931) на наличие среди фауны конкского горизонта в восточном чинке Устюрта, севернее урочища Караумбет, *Lucina (Phacoides) columbella* Lam. и *Tellina* позволяет предполагать, что отложения со стеногалинной фауной простираются до Арала.

Во всех естественных обнажениях (Депме, Челюнкыр, Капланкыр, чинки Устюрта севернее мыса Чалбурун, а также к юго-востоку от Сарыкамышы) мощность пласта со стеногалинной фауной не превышает 2 м, обычно же колеблется в пределах 0,5 до 1,0 м. Он не был обнаружен на востоке — в Кой-Кырлане и некоторых других пунктах, где развиты фоладовые и собственно конкские, мелкораковистые ракушечники. Не известен этот пласт также в Коймат-Даге, где, по данным Н. П. Лупова (1931), фоладовые слои залегают всего на 2 м выше пласта с мелкорослой фауной. Совсем не представлен этот пласт на западе, где он отсутствует не только на Красноводском полуострове, но и в западном Прикарабагазье и на п-ове Тюбкараган. В связи с этим возникает предположение о том, что морской бассейн в середине конкского времени имел иное очертание, чем в начале и в конце образования осадков конкского горизонта. В виде широкого меридионально вытянутого залива он простирался к северу от Туркмении вплоть до северо-западного окончания Устюрта.

Самая верхняя часть конкского горизонта рассматриваемой области (слои 4—5 приведенного разреза) представлена обычной для данного горизонта мелкорослой фауной, комплекс которой аналогичен комплексу, развитому в соответствующих отложениях на юге Украины, в Крыму и на Кавказе. Здесь встречаются *Cardium andrussovi* Sok., *C. praeplicatum* Hilb., *Venus konkensis* Sok., *Ervilia trigonula* Sok., *Mactra konkensis* Lask., *Loripes dentatus* Bast., *Potamides rubiginosus* Eichw., *Potamides nodosoplicatus* Hoern., *Neritina picta* Fer., *Murex sublavatus* Bast., *Turritella atamanica* Vog., *Duplicata* sp. и др.

Кверху отмечается постепенное обеднение фауны. Из указанных форм в верхах остается главным образом *Venus konkensis* Sok., которую обычно сопровождают *Cardium praeplicatum* Hilb., *Mactra konkensis* Lask., *Ervilia trigonula* Sok., *Cerithium* и *Duplicata*, встречающиеся иногда и без нее; часть этих видов переходит в сармат (*Cardium praeplicatum* Hilb.). В общем здесь происходит обеднение фауны средиземноморскими элементами при возрастающем увеличении кардиумов и других форм сарматского облика.

В общих чертах распространение этих отложений в Туркмении совпадает с распространением фоладовых слоев. Они протягиваются в широтном направлении от Кара-Богаз-Гола и Красноводского полуострова почти до Арала. По своему литологическому составу они обнаруживают полное сходство с конкскими отложениями более западных областей: здесь имеют преобладающее распространение раковинные и оолитовые, обычно загипсованные известняки, глины и мергели. Песчаные фации являются крайней редкостью и наблюдались лишь в приведенном выше разрезе Челюнкыра.

Мощность данных слоев в Челюнкыре (25 м) является пока максимальной среди известных мощностей верхнеконкских пород. Сравнительно частое нахождение гипсов говорит о сходстве условий образования этих пород с фоладовыми и караганскими.

В самых верхах конкских слоев наблюдается заметное обогащение гипсом при одновременном исчезновении фауны и появляются прослой

темнобурых глин. Это, по всей вероятности, объясняется возникновением лагунных условий, вызванных как местным, так и общим (в пределах Северной Туркмении) обмелением конкского водоема, которое в начале сарматского века сменилось новой трансгрессией. Поэтому слои без фауны, залегающие между фаунистически охарактеризованными конкскими и нижнесарматскими отложениями, справедливее относить к самому концу среднего миоцена, а не к сармату. Это, однако, не может представлять общего правила, так как в начале сарматской трансгрессии местами могли играть роль локальные неблагоприятные условия для расселения сарматской фауны.

Верхний миоцен. Сарматский ярус. Сарматские отложения Северной Туркмении относятся почти исключительно к нижнему и среднему подъярусам (см. рис. 39). Наиболее широко распространены нижнесарматские осадки, прослеживающиеся на громадном пространстве от Каспия до Арала. Территория Северной Туркмении в начале верхнемиоценового времени представляла собой часть обширного закаспийского залива сарматского моря. Несмотря на подобное широкое распространение, данный водоем был сравнительно мелководным, дно его было относительно ровным, что содействовало образованию осадков более постоянных мощностей по сравнению с предшествующими среднемиоценовыми.

Нижнесарматские отложения по литологическим особенностям разделяются обычно на две части: нижнюю с преобладанием глинисто-мергелистых пород и верхнюю, где преобладающее значение имеют известняки. В нижней части, меньшей по мощности, фауна моллюсков сравнительно редкая и малочисленная. Здесь встречаются *Cardium praeplicatum* Hilb., *C. plicatum* Eichw., *C. ustjurtense* Andrus., *Maetra eichwaldi* Lask., *Eroilla*, *Tapes*.

В верхней части фауна становится более обильной и разнообразной и представлена следующими формами: *Cardium plicatum* Eichw., *C. ustjurtense* Andrus., *C. ex gr. vindobonense* Partsch, *Eroilla* ex gr. *dissita* Eichw., *Maetra eichwaldi* Lask., *Donax lucidus* Eichw., *D. dentiger* Eichw., *Tapes aksajicus* Bog., *T. cf. vitalianus* Orb., *Modiolus naviculoides* Koles., *M. cf. sarmaticus* Gat., *Solen subfragilis* Eichw., *Duplicata duplicata* Sow., *Duplicata* sp., *Gibbula* ex gr. *angulata* Eichw., *Calliostoma* sp., *Hydrobia* sp.

Залегают нижнесарматские отложения большей частью согласно на конкских, но в периферических частях области своего распространения они обнаруживают ясно трансгрессивный характер залегания на породах более древних, чем конкские. Вследствие того что верхи нижнего сармата слагают обычно поверхность Устюрта и останцовых возвышенностей, они подверглись действию денудационных процессов и полностью обнажаются лишь в отдельных пунктах, где они уцелели от эрозии. Одним из таких пунктов является участок у Куртыша, где выше верхнего соленого озера вскрываются как верхи нижнего сармата, так и значительная часть среднего. В тех случаях, когда нижнесарматские отложения более или менее уцелели от последующих денудационных процессов, мощность их обычно колеблется в среднем около 40—45 м, достигая максимально 55 м.

Средний сармат литологически схож с нижним; фауна также обнаруживает до некоторой степени сходный характер. Это в первую очередь выражается в наличии редкорребристых кардий — *Cardium* ex gr. *plicatum* Eichw., которые в Закаспии, в отличие от центральных

и западных областей сарматского бассейна, перешли в средний сармат.

Сходство литологического состава при плохой сохранности фауны осложняет установление границы между нижним и средним сарматом. Эту границу приходится проводить ниже слоя, где появляются крупные мактры и тапесы: *Maetra vitaliana* Orb., *M. cf. fabreana* Orb., *Tapes gregarius* Partsch. В общем среднесарматская фауна моллюсков отличается большими размерами раковин; среди нее наиболее обычны *Cardium* ex gr. *obsoletum* Eichw., *Cardium donginki* Sinz., *C.* ex gr. *plicatum* Eichw., *Donax lucidus* Eichw., *Modiola* cf. *incrassata* Orb., *Solen subfragilis* Eichw., *Tapes tricusps* Eichw., *T. gregarius* Partsch, *Duplicata corbiana* Orb., *Gibbula rollandiana* Orb., *Callostoma* cf. *podolca* Dub.

Мощность среднего сармата обычно не превышает 25 м. Залегают среднесарматские слои преимущественно согласно на нижнесарматских, но восточная граница их распространения проходит западнее восточной границы нижнесарматских отложений. Возможно, что средний сармат здесь в значительной степени уничтожен денудацией и поэтому современное положение наиболее восточных выходов среднесарматских пород не отражает истинного положения береговой линии среднесарматского моря.

По своему фаунистическому составу среднесарматские отложения северных районов Туркмении соответствуют низам и середине среднего сармата юго-запада СССР. Вследствие этого не исключена возможность, что регрессия сарматского бассейна на территории Туркмении началась уже в среднесарматское время.

Отложения верхнего сармата развиты лишь к северу от Кара-Богаз-Гола, на Южном Мангышлаке. Верхний сармат залегают здесь, по данным В. П. Колесникова (19516), согласно на среднем и подразделяется на две части: нижнюю—мергелистую и верхнюю—известняково-песчанистую. Нижняя часть мощностью 3—4 м представлена светлыми обычно рыхлыми мергелями с прослоями глин и известняков с *Maetra naviculata* Bailly, *M. subvitaliana* Koles., *Solen subfragilis* Eichw.

На востоке в основании этих слоев отмечаются грубозернистые песчаники, лежащие на размытых среднесарматских породах. Верхняя часть верхнего сармата, имеющая мощность до 32 м, на западе выражена ноздреватыми песчанистыми известняками с отпечатками и ядрами *Maetra crascoltis* Sinz., *M. bulgarica* Toulou, *M. naliokini* Koles.

Мэотический ярус. Мэотические отложения на Мангышлаке распространены там же, где и верхнесарматские. Они известны, по данным В. П. Колесникова (19516), также на Устюрте, где они проникают сравнительно далеко на юго-восток, залегая на размытых средне- и нижнесарматских отложениях.

Представлены они белыми оолитовыми известняками внизу с *Abra tellinoides* Sinz., *Lucina pseudonivea* Andrus., *Modiola minor* Andrus., *Potamides disjunctoides* Sinz., *Micromelania gorianovici* Andrus. и др., а сверху с *Congerita* и *Theodoxus*. Мощность мэотических известняков не превышает 12 м.

Нижний плиоцен. Понтические отложения на Устюрте отсутствуют. Они известны к северу от границы Туркменской ССР в южной части Мангышлака. Понт выражен здесь преимущественно оолитовыми и раковинными известняками, которые по составу фауны относятся к ниж-

нему подъярису. Местами (около Суе) понтические осадки содержат гальки мезотических пород и иногда представлены конгломератами¹.

Верхний плиоцен. Акчагыльский ярус. Акчагыльские отложения, широко распространенные на Красноводском полуострове и известные на северо-западной, северной и северо-восточной периферии песков Чильмамедкумов, в пределах рассматриваемой площади развиты вдоль долины среднего течения Узбоя и на западной окраине Южно-Мангышлакского плато. Наиболее восточным пунктом их распространения являются окрестности колодца Игды, откуда они прослеживаются вдоль Узбоя на запад вплоть до Аджикуинской излучины. На всем этом протяжении преобладают мелководные осадки, выраженные песчаниками, песками и известняками мощностью обычно 8—10 м, местами до 20—25 м.

Из фауны здесь встречаются *Cardium dombra* Andrus., *C. novakovskii* Andrus., *C. sulacense* Andrus., *C. korschini* Andrus., *Avimactra subcaspia* Andrus., *A. karabugastica* Andrus., *A. venjukovi* Andrus., *Potamides*.

В Аджикуинской излучине на глауконитовых песках мела залегает толща песчаников с акчагыльской фауной, которая замещается по простираю пачкой мергелистых глин, перекрываемых конгломератами, галечниками и песками с *Cardium (Avicardium) ex gr. radiiferum* Andrus., *C. (Avicardium) ex gr. nikitini* Andrus., *Potamides eldarius* Koles. и др. Общая мощность акчагыла здесь около 12 м.

Несколько южнее акчагыл вскрыт буровыми скважинами экспедиции Туркменского геологического управления на правом берегу Узбоя в 3 км севернее колодца Декча (севернее оз. Ясхан) и на левобережье Узбоя к югу от колодца Арват. Обе скважины, не достигшие подошвы акчагыла, показывают значительное увеличение к югу мощности акчагыльских отложений, которая в первом пункте (скв. 3-к) не менее 90 м, а во втором (скв. 5-к) не менее 75 м.

Первая из указанных скважин вскрыла следующий разрез акчагыльских отложений.

В нижней части, на глубине 120,20—126,40 м от поверхности, залегают глины с растительными остатками и редкими *Cardium dombra* Andrus.

Выше (глубина 74,10—120,20 м) лежат песчаные раковинные известняки и известковистые песчаники с *Cardium dombra* Andrus., *Avimactra subcaspia* Andrus., *Avimactra cf. karabugastica* Andrus., *Clessiniola intermedia* Andrus., *Cl. cf. vexatilis* Andrus.

Еще выше (глубина 51,80—74,10 м) лежат мергелистые и известковистые глины с прослоями ракушечников и известняков в верхней части с *Cardium cf. vogdti* Andrus., *Cardium (Avicardium) trinacria* Andrus., *C. (A) cf. kamischense* Usp., *C. (A) cf. dahestanicum* Usp., *Avimactra subcaspia* Andrus., *A. aviculoides* Andrus., *Potamides ex gr. caspius* Andrus., *Clessiniola*.

В самом верху разреза (глубина 40,50—51,80 м) залегают мергелистые и песчаные глины с богатой и разнообразной фауной: *Cardium cf. vogdti* Andrus., *C. cf. konjuschewskii* Ali-Zade, *C. ex gr. dombra* Andrus., *Cardium (Avicardium) ex gr. radiiferum* Andrus., *Avimactra cf. subcaspia* Andrus., *A. cf. venjukovi* Andrus., *A. aviculoides* Andrus., *Potamides cf. sumbaricus* Kokes. и др.

¹ В последнее время понтические отложения обнаружены бурением в пределах Прикаспийской низменности, где они подстилают красноцветную голшу.—Прим. ред.

Изучение соотношений подошвы акчагыла и подстилающих слоев показывает, что к моменту трансгрессии акчагыльского моря рельеф поверхности, залитой впоследствии водами этого моря, отличался значительной неровностью. Этим обстоятельством в некоторой мере объясняется изменчивый по простиранию и мощности характер акчагыльских осадков.

В южной части Мангышлака акчагыльские отложения занимают незначительную площадь в основании Северной Карабогазской косы. Они залегают здесь, по В. П. Колесникову (1936б), на размытой поверхности миоценовых пород и представлены мощной (до 60—65 м) толщиной мергелей, грубозернистых песчаников и песчаных и детритусовых известняков. Как отмечает В. П. Колесников, грубозернистые породы прослеживаются в виде неширокой полосы, повидимому являющейся остатками акчагыльской косы, тогда как мергели развиты между миоценовыми останцами и, очевидно, отлагались в небольших заливах, отделенных указанной косой от моря.

Апшеронский ярус. Апшеронские отложения в северных районах Туркмении не принадлежат к числу морских. Это озерно-лиманное образование, развитые на территории Сарыкамышской впадины, где они были открыты впервые Н. П. Лупповым (1946а; Луппов и Эберзин, 1945) у кладбища Зенгибаба.

Литологически апшеронские отложения Сарыкамышы представлены маломощными (не более нескольких метров) грубыми песчаниковыми и известняковыми породами, микроконгломератами и конгломератами, обычно косослоистыми и весьма схожими с образованиями береговых валов восточного побережья Каспия, но отличающимися от них большей степенью уплотненности и метаморфизации. Гальки, содержащиеся в них, обычно хорошо окатаны. Кроме неогеновых (главным образом сарматских и среднемиоценовых, иногда с остатками фауны) пород, здесь отмечаются изверженные и метаморфические породы, а также фосфориты. Песчаные зерна преимущественно кварцевые, великолепно окатанные, часто оолитоподобные.

Фауна моллюсков местами обильная, но сохранилась только в виде отпечатков и ядер. Скопления раковин и раковинного детрита приводят к образованию раковинно-детритовых известняков, содержащих примесь песчанистого и галечникового материала. Среди раковин преобладают дрейссены: *Dreissensia* ex gr. *polymorpha* Pall. и новый вид *Dreissensia turkmena* E b e r s. Кроме них, часто встречаются отпечатки кардиид, обнаруживающие сходство с апшеронскими *Monodacha* ex gr. *catilloides* A n d r u s., *Adacna* sp. Изредка встречаются мелкие *Corbicula fluminalis* Müll. var. *apscheronica* A n d r u s. Кроме двустворчатых, попадаются также гастроподы *Theodoxus pallasi* L i n d h., *Hydrobia* (?), *Caspia* (?), *Valvata*, *Limnaea*.

Апшеронские отложения залегают несогласно на сармате, обычно на абсолютных отметках 40—50 м вдоль юго-восточной, а также юго-западной периферии Сарыкамышской впадины. Кроме того, они слагают полосу небольших возвышенностей в центральной части впадины у Капылларкыра, где они залегают несогласно на палеогене на абсолютной отметке около нуля. Возможно, что здесь развиты более высокие горизонты апшерона, так как породы содержат гальки апшеронских известняков с монодакнами и другими формами моллюсков и окатанные створки нового вида дрейссен.

Как следует из вышеприведенного описания, неогеновая трансгрессия на территории Северной Туркмении начала отчетливо развиваться с чокракского времени, максимума достигла в нижнем сармате и затем сменилась регрессией, в результате которой к концу нижнеплиоценового времени вся современная поверхность Северной Туркмении представляла собой сушу. Вновь морская трансгрессия на короткое время проявилась в верхнеплиоценовое время, когда акчагыльское море захватило западные районы Туркмении и проникло в западную часть Каракумов. В апшеронское время в районе Узбоя, возможно, существовал узкий, речного типа проток, по которому фауна солонатоводных моллюсков могла подыматься в район Сарыкамышской впадины и выше.

Неогеновые отложения Северной Туркмении бедны полезными ископаемыми. Они могут представлять интерес главным образом как местные строительные материалы.

Красноводский полуостров и Большой Балхан

Морские миоценовые отложения

На Красноводском полуострове морские миоценовые отложения обнажаются в ряде пунктов по северному, западному и южному чинкам Красноводского плато и местами выходят на поверхность в пониженных участках полуострова к северу и западу от подножия чинков.

Впервые присутствие морского миоцена (чокракский горизонт) на Красноводском полуострове было указано Н. И. Андрусовым (1905). Более полные сведения имеются в работах М. Ф. Двали (1932), Г. А. Лебедева (1932) и Л. А. Никитюк (1932) и в сводных работах В. П. Колесникова (1936а, 1940а) и Б. П. Жижченко (1940). Ряд новых данных получен в 1942—1946 гг. при исследованиях В. В. Шумова, Н. П. Луппова и Л. В. Нероновой. На Красноводском полуострове развиты отложения среднего и верхнего миоцена. Наиболее полный разрез прослеживается в северном чинке плато, обращенном к заливу Кара-Богаз-Гол.

Средний миоцен. Т а р х а н с к и й г о р и з о н т (?). В разрезе северного чинка плато вероятным аналогом тарханского горизонта является выделенная М. Ф. Двали (1932) толща желтовато-бурых и зеленовато-серых известковистых сланцеватых глин мощностью до 20 м, которая содержит чешуйки и зубы рыб и редкие остатки *Pseudamusium* sp. (рис. 40). М. Ф. Двали (1932), считавший, что эти глины залегают согласно на олигоценовых глинах, оставил вопрос об их возрасте открытым.

Б. П. Жижченко (1940) с достаточной определенностью отнес слои с *Pseudamusium* sp. к тарханскому горизонту. По Л. В. Нероновой, глины с *Pseudamusium* не связаны переходом с олигоценовыми глинами, как думал М. Ф. Двали, а отделяются от них резкой границей с признаками размывания нижележащих пород. Указанное обстоятельство позволяет уверенно относить эти слои к миоцену. Тарханский возраст их наиболее вероятен, но палеонтологически еще не доказан.

Следы тарханского горизонта, повидимому, имеются и в южной части Красноводского полуострова. Здесь Н. П. Лупповым предположительно отнесен к этому горизонту маломощный (0,10—0,30 м) пласт рыхлого конгломерата, залегающий в обрыве Кюрянын-Кюре, к востоку от мыса Каратенгир, и у колодца Белек на размытой поверхности па-

леогеновых глин. Этот пласт содержит раковины устриц, определенных О. С. Вяловым как *Gryphaea cochlear* Poli и *Gr. cochlear* Poli var. *navicularis* Br., а также перетолженные из палеогеновых отложений зубы акул, членики морских лилий и ядра моллюсков. Конгломерат отделяется от вышележащих слоев с чокракской фауной желтовато-бурыми, в нижней части пестроцветными суглинками мощностью до 6 м. Аналогичный конгломерат обнаружен Н. П. Лупповым также к востоку от Иртыкбуруна, где он залегает трансгрессивно на меловых отложениях и содержит раковины устриц, сходные, по мнению О. С. Вялова, с видом *Ostrea gryphoides* Schloth.

Чокракский горизонт. Чокракские отложения известны как в северном и южном, так местами и в западном чинках Краснодарского плато. Они залегают или на вышеописанных тарханских (?) отложениях, или непосредственно на палеогене, а к востоку от мыса Иртыкбурун — на меловых отложениях.

На севере чокракские отложения представлены песками, известковистыми песчаниками, известняками-ракушечниками и серпулевыми и мшанковыми известняками (рис. 40). Мощность их не превышает 8 м. Из фауны встречаются *Eroilia praepodolica* Andrus., *Donax tarchanensis* Andrus., *Spantodontella intermedia* Andrus., *Spirialis* sp. и др.

В западной части полуострова чокракские отложения указываются Л. В. Нероной близ колодца Джанурпа, где они залегают на палеогене и представлены известняками и мергелями с прослоями конгломерата общей мощностью 5,35 м, содержащими остатки мшанок, *Serpula*, *Cardium* и др.

Южнее к чокракскому горизонту может быть отнесен мембранопоровый известняк с гальками шахадамских порфиринов и кубадагских известняков, указываемый Н. И. Андрусовым (1905) в основании неогена у Каскырбулака.

На юге, в обрыве Кюрянын-Кюре, чокракские отложения сохранились лишь в немногих пунктах. Наиболее полный разрез их наблюдается близ колодца Белек, где они впервые обнаружены Л. А. Никитюк (1932). Чокракские отложения достигают здесь, по данным Н. П. Луппова, мощности 4,8 м и представлены грубозернистыми песками с много-

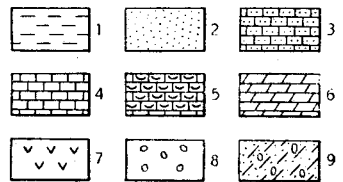
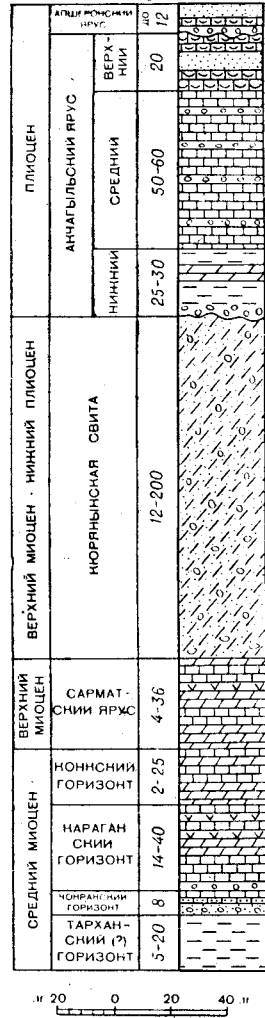


Рис. 40. Сводный разрез неогена Краснодарского полуострова

1—глины; 2—пески и песчаники; 3—известковистые песчаники; 4—известняки; 5—детритусовые известняки; 6—мергели; 7—гипсы; 8—конгломераты; 9—континентальные песчано-глинисто-галецные отложения

численными гальками и пластом органогенно-обломочного оолитового известняка (0,3—0,5 м), а в основании — местами маломощным (0,2 м) пластом конгломерата.

Из фауны присутствуют (по определениям А. В. Данова): *Spaniodontella intermedia* Andrus., *Ervilia* sp. (типа *praepodolica* Andrus.), *Chlamys* aff. *domgeri* Mikh. var. *derbentica* Grig.-Beres., *Sandbergeria praeroxolanica* Zhiz., *Bulla lajonkatreana* Bast. и др., а также определенные О. С. Вяловым устрицы *Ostrea (Cubitostrea) fronderosa* Serres var. *subfimbriata* Sacco, *O. (C.)* cf. *fronderosa* Serres и *Ostrea* cf. *digitalina* Dub., местами образующие устричную банку в нижней части горизонта. Предположение Б. П. Жижченко (1940), что банка с указанными устрицами относится к тарханскому горизонту, не подтвердилось более поздними данными.

Караганский горизонт. Караганские отложения залегают на размытой поверхности чокракских слоев и местами непосредственно на палеогене, отделяясь от последнего базальным конгломератом, в составе которого попадают окатанные обломки чокракских пород.

На севере караганские отложения представлены главным образом известняками, мергелями и гипсами, наряду с которыми, присутствуют глины (см. рис. 40). Число пластов гипса достигает пяти при суммарной мощности их 14 м. Полная мощность караганских отложений достигает, по данным М. Ф. Двали, 40 м. Из фауны встречаются *Spaniodontella pulchella* Vailly, *Sp. opisthodon* Andrus., *Mohrensternia grandis* Andrus.

В западной части полуострова караганские отложения, по данным Л. В. Нероновой, характеризуются чрезвычайной пестротой литологического состава и невыдержанностью горизонтов по простиранию. Они начинаются здесь слоем базального конгломерата и представлены известняками, мергелями и песчанистыми и известковистыми глинами. Гипсы менее развиты, чем в северных разрезах. Отличием от последних является также присутствие прослоев конгломерата и суглинка с остроугольными обломками кубадагских и шахадамских пород, имеющего облик пролювия. Мощность их здесь не превышает 15 м. Из фауны встречаются отпечатки *Spaniodontella*, ядра гастропод, мшанки, *Serpula*.

На юге, в обрыве Кюрянын-Кюре, караганские отложения сохранились от размыва лишь в немногих пунктах. Они залегают здесь на чокракских, тарханских (?) или палеогеновых отложениях и представлены, по данным Н. П. Луппова, известковистыми песчаниками, местами обогащенными гальками и гравием, и пластиами огипсованного известняка с крупными *Spaniodontella* типа *Sp. pulchella* Vailly. В основании их обычно залегают пласт конгломерата. Перекрываются они здесь континентальными отложениями кюрянынской свиты, залегающей на размытой их поверхности. Максимальная мощность караганских отложений достигает 13 м.

Конкский горизонт. Конкские отложения развиты главным образом в западной части полуострова, где они впервые обнаружены в 1942 г. при исследованиях В. В. Шумова. Они обнажаются в западном чинке плато близ колодца Аще-Орпа и слагают небольшую грядку, протягивающуюся на запад от чинка, несколько южнее колодцев Нефес-Мерген. Конкские отложения залегают согласно на караганских и представлены зеленоватыми и белыми мергелями и оолитовыми и огипсованными известняками с маломощными прослоями глин. Мощность их достигает 25 м. Из фауны в нижней части преобладают фолადы (*Barnea*), наряду с которыми встречаются *Ervilia*, *Donax* и др. В более высоких

слоях встречается более разнообразная фауна: *Cerithium disjunctum* Sow., *C. nodosoplicatum* Högn., *Ervilla dissita* Eichw., *Cardium* и др.

На севере конкские отложения сравнительно слабо развиты. К этому горизонту здесь может быть отнесен пласт известняка с *Barnea* sp. мощностью 1—2 м, залегающий, по данным М. Ф. Двали (1932), между караганскими слоями и слоями с сарматской фауной. Слабое развитие конкских отложений, их малая мощность и отмечаемое местами залегание сарматских отложений на карагане позволяют предполагать размыв конкских отложений в предсарматское время. На юге Краснодарского полуострова конкские отложения отсутствуют¹.

Верхний миоцен. Сарматский ярус. Сарматские отложения сохранились лишь на севере, где выходы их имеются по северному чинку Краснодарского плато и на береговой отмели южного берега Кара-Богаз-Гола. На западе и на юге полуострова сарматские отложения отсутствуют.

Сарматские отложения залегают без явных признаков несогласия на конкских или караганских отложениях. Они представлены слоистыми белыми, в верхней части мелоподобными мергелями и плотными известняками и ракушечниками с подчиненными пластами гипса и глины (см. рис. 40). Наиболее мощный пласт гипса (до 8 м) залегает в верхней части сарматских слоев. На береговой отмели Кара-Богаз-Гола преимущественное развитие имеют ракушники, оолитовые известняки и мергели. Мощность сарматских отложений, по данным М. Ф. Двали (1932) и Г. А. Лебедева (1932), достигает 30—36 м.

Приуроченная к этим отложениям фауна, определенная В. П. Колесниковым по сборам Л. В. Нероновой, указывает на нижний сармат. Здесь присутствуют *Mastra eichwaldi* Lask., *Cardium gracile* Pusch., *C. vindobonense* Partsch., *Tapes aksajicus* Bog., *Donax dentiger* Eichw., *Ervilla dissita* Eichw., *Modiola naviculoides* Koles., *Duplicata seminivalis* Koles, и др. Лишь в одном пункте, на побережье Кара-Богаз-Гола к западу от мыса Омчалы (Умчал), Л. В. Нероновой обнаружен огипсованный известняк с *Tapes gregarius* Partsch, указывающий на среднесарматский возраст. Предположение М. Ф. Двали о присутствии на Краснодарском полуострове также верхнего сармата не подтверждается данными Л. В. Нероновой, наблюдавшей согласно залегание континентальных отложений кюрянской свиты непосредственно на нижнем сармате.

Изложенные данные показывают, что в течение среднемиоценового и начала сарматского времени большая часть Краснодарского полуострова была покрыта морем, которое на юге подходило к подножию горной системы Куба-Дага и Большого Балхана. Береговая линия не была постоянной, и в пограничной зоне в морскую толщу вклиниваются континентальные образования. После накопления нижнесарматских слоев началась регрессия моря, которое в верхнесарматское время, повидимому, полностью покинуло рассматриваемую территорию.

Остается неясным, распространялось ли море в течение всего рассматриваемого времени к востоку от Краснодарского полуострова на область Чильмамедкумов или, как это предполагает В. П. Колесников (1936а, 1940а), в среднемиоценовое время Балхано-Кубадагский остров

¹ Утверждение А. Б. Вистелиуса и И. А. Коробкова (1953) о наличии близ колодца Белек конкских отложений ошибочно. В действительности это чокракские отложения, описанные выше.

был соединен с Туаркырским и лишь в сарматское время они были разделены чильмамедкумским проливом.

Континентальные отложения верхнего миоцена—нижнего плиоцена (иомудская серия)

На морских миоценовых или непосредственно на палеогеновых отложениях Краснодарского полуострова залегает континентальная толща, для которой А. В. Дановым предложено название кюрянынская свита. Эта свита относится к иомудской континентальной серии, накопление которой происходило в конце миоценового и начале плиоценового времени.

Рассматриваемые отложения описаны в работах Г. А. Лебедева (1932) и Л. А. Никитюк (1932). Позднее они изучались А. В. Дановым, Н. П. Лупповым, В. В. Шумовым и Л. В. Нероной.

Кюрянынская свита развита главным образом в южной части Краснодарского полуострова. Она протягивается здесь широкой полосой от подножия западного чинка Краснодарского плато на западе до северо-западной оконечности горной системы Большого Балхана на востоке. Отсюда выходы ее прослеживаются и далее к юго-востоку, вдоль гряды Кошасейра-Порсух, причем здесь она залегает на различных горизонтах мела и палеогена. К востоку от пос. Огланлы отложения кюрянынской свиты скрываются под четвертичными отложениями предгорной равнины; на севере незначительные выходы свиты имеются в северном чинке Краснодарского плато.

Кюрянынская свита сложена конгломератами, гравийными полимиктовыми песчаниками, глинистыми песчаниками, суглинками и глинами и характеризуется неотсортированностью обломочного материала, почти полным отсутствием слоистости и отсутствием фаунистических остатков (см. рис. 40).

На Краснодарском полуострове наблюдается закономерное изменение мощности и состава свиты с севера на юг. В южных выходах она достигает мощности 200—250 м и в ее составе значительную, нередко преобладающую роль играют конгломераты. Среди обломочного материала конгломератов наряду с гальками и валунами встречаются крупные глыбы до 1 м в поперечнике. К северу мощность отложений уменьшается и свита приобретает в основном песчано-глинистый характер. В северном чинке Краснодарского плато кюрянынская свита или полностью отсутствует, или местами представлена маломощной пачкой красно-бурых песчаных глин.

В восточных выходах, к северу от Большого Балхана, доступна для непосредственного наблюдения лишь нижняя часть свиты мощностью не выше 50 м. Она представлена в основном конгломератами. Верхние части свиты здесь скрыты под позднейшими покровными образованиями.

Рассматриваемые отложения на Краснодарском полуострове трансгрессивно покрываются морскими отложениями акчагыльского яруса.

Кюрянынская свита по условиям своего образования является древним пролювием, накопление которого было связано с размыванием горной системы Куба-Дага — Большого Балхана. В связи с этим описываемая свита обнаруживает тесную связь в отношении петрографических особенностей составляющего ее обломочного материала с породами,

слагающими указанную горную систему. Так, слагающий свиту крупно-обломочный материал представлен разнообразными магматическими и мезозойскими осадочными породами, развитыми в Куба-Даге и в Большом Балхане. Между западной и восточной частями области распространения свиты наблюдаются ясно выраженные различия в характере обломочного материала.

На западе, на Красноводском полуострове, в составе конгломератов значительную, а местами и преобладающую роль играют гальки и валуны магматических пород (гранитов, порфиринов, диоритов), аналогичных тем, коренные выходы которых известны у Красноводска и на о. Дагада. Интересно отметить, что на участке против восточного окончания Куба-Дага и несколько восточнее в верхней части свиты, по данным Н. П. Луппова, развит горизонт, ясно выделяющийся своим белым цветом и состоящий почти исключительно из валунов и галек верхнемеловых известняков и мергелей.

На востоке, к северу от Большого Балхана, конгломераты состоят исключительно из обломков песчаников, известняков и других осадочных пород юрского и мелового возраста, свойственных Большому Балхану.

Накопление обломочных отложений кюрянинской свиты свидетельствует о крупных поднятиях горных сооружений Большого Балхана и Куба-Дага в конце миоценового и начале плиоценового времени.

Морские верхнеплиоценовые отложения

Ачкагыльский и ярус. Отложения ачкагыльского яруса широко распространены на территории Красноводского полуострова. Они сложена большая часть поверхности Красноводского плато, за исключением его южной окраины, повидимому совсем не покрывавшейся ачкагыльским морем. На севере выходы ачкагыльских отложений имеются на побережье Кара-Богаз-Гола, между мысом Омчалы (Умчал) и Южной Карабогазской косой. На юго-западе они занимают довольно большую площадь между обрывом Кюрянин-Кюре (южный чинк Красноводского плато) и Куба-Дагом, непосредственно примыкая к вершине последнего.

Красноводский полуостров является той областью, где впервые были описаны Н. И. Андрусовым (1887, 1896б) отложения, впоследствии выделенные им же в самостоятельную стратиграфическую единицу — ачкагыльский ярус (Андрусов, 1902а, 1912). Позднее изучением ачкагыльских отложений Красноводского полуострова занимались М. Ф. Двали (1932), Г. А. Лебедев (1932), Л. А. Никитюк (1932), Н. П. Луппов и Е. А. Худобина, Л. В. Неронова и П. А. Панкратов. Описание ачкагыльских отложений этого района имеется также в сводных работах В. П. Колесникова (1936б, 1940в) и А. В. Данова.

Ачкагыльские отложения залегают трансгрессивно на сильно расчлененной поверхности доакчагыльского рельефа и подстилаются отложениями различного возраста: от верхней юры до континентальной толщи верхнего миоцена — нижнего плиоцена включительно. В связи с расчлененностью доакчагыльского рельефа и отчасти вследствие последующих тектонических движений отметки подошвы ачкагыльских слоев изменяются в пределах от —30 до +270 м.

Литологический характер ачкагыльских отложений довольно пестр (см. рис. 40). Наибольшее распространение имеют известняки, среди

которых развиты раковинные, детритусовые и оолитовые разности, реже плотные массивные известняки. Широко развиты также мергели и известковистые глины, залегающие преимущественно в нижней части акчагыльской толщи. Меньше распространены пески и песчаники. Нередко присутствуют конгломераты, залегающие как в основании акчагыльской толщи, так и внутри ее. В верхах разреза присутствуют маломощные пласты гипса.

Мощность акчагыльских отложений изменяется в весьма широких пределах, от 10—12 до 90—100 м и больше. Колебания мощности в значительной степени связаны с сильно расчлененной поверхностью подстилающего ложа. С этим же фактором связаны и изменения литологического характера пород: в пониженных участках доакчагыльского рельефа, где мощность акчагыла увеличивается, нижние горизонты выражены обычно в глинисто-мергельных фациях, причем к краевым частям депрессий они обогащаются обломочным материалом. Наоборот, на участках с наиболее высоким положением ложа акчагыльские отложения отличаются малой мощностью и представлены главным образом косослоистыми песчаниками и конгломератами.

Отложения акчагыльского яруса на Краснодарском полуострове могут быть подразделены, согласно В. П. Колесникову (1936б), на три подъяруса. Исследования Л. В. Нероновой и определение собранной ею фауны В. П. Колесниковым позволяют дать следующую характеристику этих подъярусов.

Отложения нижнего акчагыла распространены в наиболее пониженных участках как на севере (мыс Омчала, у колодцев Кукурт и Ушак), так и на юго-западе (у Каскырбулака). Они достигают мощности 25—30 м и сложены тонкослоистыми зеленовато-серыми, зелеными и белыми мергелями и зелеными сланцеватыми, иногда листоватыми глинами, заключающими часто большое количество растительных отпечатков. Фауна в этих породах представлена преимущественно мактридами *Avimactra subcaspia* Andrus., *A. karabugastica* Andrus., *A. venjukovi* Andrus. Присутствуют также *Clessiniola* и в более верхних горизонтах местами *Cardiidae*.

Отложения среднего акчагыла распространены наиболее широко. Они слагают поверхность Краснодарского плато, занимают довольно большую площадь между южным чинком плато и Куба-Дагом и присутствуют в отдельных выходах на южном побережье Кара-Богаз-Гола. Залегают они или на нижеакчагыльских слоях, или непосредственно на подстилающих породах. В основании их нередко присутствует конгломерат.

Среднеакчагыльские отложения представлены главным образом известняками. Породы, залегающие на больших гипсометрических отметках в западном чинке плато, часто косослоисты и содержат включения гальки и гравия и прослой конгломерата. Значительное обогащение гальками наблюдается также на участках, прилегающих к вершине Куба-Дага. Мощность среднеакчагыльских отложений весьма изменчива; в наиболее полных разрезах она достигает 50—60 м и более.

Отложения среднего акчагыла весьма богаты фауной, среди которой преобладают представители семейства *Cardiidae*. В этих отложениях встречаются *Avimactra subcaspia* Andrus., *A. karabugastica* Andrus., *A. inostranzevi* Andrus., *A. aviculoides* Andrus., *A. acutecarinata* Andrus., *Cardium dombra* Andrus., *C. konjuschewskii* Ali-Zade, *Cardium (Avicardium) nikitini* Andrus., *C. (A.) radiferum* Andrus.,

C. (A.) modiolopsis Andrus., *Potamides caspius* Andrus., *P. eldarius* Koles., *Clessiniola vexatilis* Andrus., *C. intermedia* Andrus. и др.

Верхнеакчагыльские отложения распространены значительно меньше, чем среднеакчагыльские. Они присутствуют к западу и северо-западу от колодца Сульмен, у бугров Беш-Тюбе и в некоторых других пунктах. Эти отложения залегают на размытой поверхности среднего акчагыла и приурочены к относительно более пониженным участкам рельефа.

Верхнеакчагыльские отложения представлены детритусовыми известняками, косослоистыми песчаниками и песками. Мощность их не превышает 20 м. Фауна менее разнообразна, чем в среднеакчагыльских отложениях. Здесь присутствуют *Avimactra subcaspia* Andrus., *A. karabugasica* Andrus., *Cardium* ex gr. *dombra* Andrus., *Potamides caspius* Andrus. Наряду с ними встречаются *Dreissensia polymorpha* Pall. и *Theodoxus pallasi* Lindh., отсутствующие в более древних слоях акчагыльского яруса.

На востоке акчагыльские отложения уходят под пески Чильмамедкумы. Выходы их прослеживаются прерывистой полосой вдоль северной окраины этих песков. Акчагыльские отложения Чильмамедкумов известны по исследованиям Н. П. Луппова (1931, 1932), Л. А. Никитюк (1932), В. В. Александрова.

Акчагыльские отложения по северной окраине Чильмамедкумов залегают трансгрессивно на очень неровной поверхности отложений различного возраста от палеогена до альба включительно. Они представлены известняками, песчаниками и глинами, а в прибрежных участках также конгломератами. Мощность акчагыльских отложений непостоянна, большей частью не превышает 15—20 м. Стратиграфия их слабо изучена. По имеющимся данным (Луппов, 1932; Колесников, 1936б), здесь присутствуют как среднеакчагыльские известняки и песчаники с *Cardium* ex gr. *dombra* Andrus. и *Avimactra*, так и верхнеакчагыльские отложения — глины с *Dreissensia*. Последние известны лишь в восточной, более пониженной части Чильмамедкумов.

Незначительные изолированные выходы акчагыла известны также у восточного окончания и у южного подножия Большого Балхана, где они впервые были отмечены П. М. Васильевским (1932). Акчагыльские отложения залегают здесь трансгрессивно на неоккомских известняках и представлены известняками, местами обогащенными обломочным материалом. Повидимому, это отложения среднего акчагыла.

Изложенные данные позволяют сделать следующие выводы.

К моменту начала акчагыльской трансгрессии рельеф Красноводского полуострова был сильно расчлененным. Трансгрессия распространилась сначала в пониженные участки рельефа, где отлагались осадки нижнего акчагыла. Более возвышенные участки в это время, повидимому, не покрывались морем. Проникало ли нижнеакчагыльское море в Чильмамедкумы, неизвестно.

В среднеакчагыльское время трансгрессия достигала своего максимума. В это время была залита почти вся поверхность Красноводского плато. Лишь незначительные, наиболее возвышенные участки, повидимому, не покрывались морем и по окраинам их отлагались прибрежные гравийно-галечные осадки. Наличие местами в основании среднего акчагыла конгломерата, лежащего на неровной поверхности подстилающих нижнеакчагыльских пород, позволяет предполагать перерыв в осадкооб-

разовании. Возможно, что поверхность осадков при этом не выступала из-под уровня моря. На юге среднеакчагыльское море подступало к вершине Куба-Дага и местами перекрывало более пониженные участки этой гряды. На востоке среднеакчагыльское море залило область Чильмамедкумов, образовав здесь пролив, отделявший Большой Балхан (бывший в то время островом) от Туаркырской суши, а на крайнем юго-востоке рассматриваемой территории оно омывало скалистые утесы Большого Балхана.

Уровень верхнеакчагыльского моря располагался, повидимому, значительно ниже максимального уровня акчагыльского бассейна, в результате чего более возвышенные участки Краснодарского полуострова не покрывались верхнеакчагыльским морем. Море в это время частично размывало среднеакчагыльские отложения. На востоке, в Чильмамедкумах, в верхнеакчагыльское время в результате понижения уровня моря, повидимому, образовался залив, открытый в сторону Каракумов и не имевший непосредственного сообщения с морем, покрывавшим район Краснодарского полуострова.

Сравнительно незначительное распространение верхнеакчагыльских отложений в пониженных частях Краснодарского полуострова, вероятно, связано с размыванием их при апшеронской трансгрессии. Местами акчагыль был нацело уничтожен и апшеронские отложения лежат непосредственно на более древних отложениях.

Апшеронский ярус. Отложения апшерона на территории Краснодарского полуострова впервые обнаружены при геолого-съёмочных и буровых работах, проведенных Туркменским геологическим управлением в период 1941—1942 гг. (Ильина и Луппов, 1945). Дальнейшие геологические исследования П. В. Федорова в 1944 г., Л. В. Нероновой в 1945 и 1947 гг. и Н. П. Луппова в 1946 г. выявили значительную площадь распространения апшеронских отложений и позволили наметить береговую линию апшеронского бассейна в пределах Краснодарского полуострова. Апшеронская фауна определялась А. П. Ильиной и В. П. Колесниковым.

На юге полуострова апшеронские отложения прослежены Н. П. Лупповым к северу от западной оконечности Куба-Дага. Отложения апшерона залегают здесь трансгрессивно на нижнем мелу или акчагыле на абсолютных отметках от +110 м до +50 м, снижаясь в северо-западном направлении. Они представлены оолитовым песчанистым известняком с *Dreissensia polymorpha* P a l l., *Theodoxus pallasi* L i n d h., *Caspiamatura* V o g. Мощность их не более 1,2 м.

У основания Куба-Дага известняки заключают большое количество обломочного материала, а в нижней части переходят местами в оолитовый конгломерат с крупными плохо окатанными обломками осадочных и изверженных пород. Восточнее апшеронские ракушечники встречены П. В. Федоровым к северу от Красноводска, где они залегают на породах акчагыля и образуют поверхность террасы с абсолютной высотой порядка +100 м.

Севернее апшеронские отложения образуют поверхность хорошо выраженной террасы шириной до 4,7 км, лежащей у основания чинка Краснодарского плато. Отложения апшерона залегают здесь трансгрессивно на размытой поверхности палеогена, миоцена или акчагыля. Представлены они оолитово-детритусовыми и оолитовыми, нередко песчанистыми и косослоистыми известняками, ракушечниками и известковистыми песчаниками кремового и светлосерого цвета. К основанию

приурочены галька и мелкие валуны кристаллических и осадочных пород и местами линзовидные прослойки и друзовидные включения гипса.

Породы в изобилии содержат отпечатки и ядра, реже створки раковин *Corbicula fluminalis* Müll., *Dreissensia distincta* Andrus., *Dr. polymorpha* Pall., *Dr. isselti* Andrus., *Dr. eichwaldi* (Issel) Andrus., *Dr. carinatocurvata* Sinz., *Monodacna minor* Andrus., *Apscheronia raricostata* Sjoegr., *A. propinqua* Eichw., *Pseudocatillus dubius* Andrus. (определение В. П. Колесникова), а также *Monodacna* cf. *laevigata* Andrus., *Hyrcania hyrcana* Bog. (определение А. П. Ильиной). Мощность апшеронских отложений здесь изменяется в пределах от 2 до 4,5 м. Поверхность террасы лежит на тех же отметках, что и терраса к северу от Куба-Дага, понижаясь в западном направлении от 100—115 до 50 м. Прежние исследователи (Лебедев, 1932) относили отложения этой террасы к верхнему акчагылу.

Более полный разрез апшерона имеется к западу от апшеронской террасы, у колодцев Бурнак. Основание апшерона здесь не вскрыто. В нижней части разреза лежит трехметровая пачка переслаивающихся глин, песчаников и мергелей. Выше, отделяясь прослоем белого детритусового известняка с *Dreissensia*, лежат голубоватые глинистые мергели с отпечатками *Dreissensia*, *Theodoxus* и других мелких гастропод.

В верхней части уступа лежат глыбы апшеронского ракушечника до 3 м в поперечнике, повидимому смещенные во время хвалынской трансгрессии. В ракушечниках присутствуют следующие формы, определенные А. П. Ильиной: *Dreissensia carinatocurvata* Sinz., *Dr. rostriformis* Desh., *Dr. polymorpha* Pall., *Dr. distincta* Andrus., *Hyrcania multintermedia* Andrus., *Monodacna* cf. *catilloides* Andrus., *Pseudocatillus bacuanus* Andrus., *Apscheronia* cf. *volarovičti* Andrus., *Theodoxus pallasi* Lindh., *Clesiniola* sp.

Западнее Бурнака апшеронские отложения вскрыты скважиной у колодца Кыир на глубине 44,70 м (абс. отметка —43,75 м); они представлены здесь тонкозернистым глинистым песком с мелкими *Monodacna catilloides* Andrus., *M. laevigata* Andrus., *Streptocerella voluta* Andrus. (определение А. П. Ильиной).

Далее к северу апшеронские отложения сохранились на небольшом участке северо-восточнее колодцев Кабил, в месте, где Красноводское плато образует мыс, вытянутый к юго-западу. Они залегают здесь на абсолютных отметках не более +60 м, трансгрессивно перекрывая размытую поверхность акчагыла и подстилающую его кюрянынскую свиту.

Здесь наблюдается следующий разрез (фауна определена В. П. Колесниковым):

1. Плохо окатанные глыбы и валуны апшеронского ракушечника кремового цвета с *Dreissensia distincta* Andrus., *Theodoxus pallasi* Lindh. и *Caspia* sp., сцементированные голубовато-серым песчаным известняком, также содержащим *Dreissensia* и *Theodoxus* 0,80 м
2. Детритусовые, сильно песчаные известняки с мелкой галькой осадочных и кристаллических пород и с линзами тонкослоистого песчаника 0,45 „
3. Серый песчаный ракушечный известняк с *Dreissensia polymorpha* Pall., *Theodoxus pallasi* Lindh., *Monodacna* sp., *Caspia subcaspia* Andrus. 0,45 „
4. Серый косослонный песчаный известняк с той же фауной, что и в нижележащем слое 0,90 „

Далее к северо-востоку апшеронские отложения образуют верхнюю часть небольших останцов в районе колодцев Сульмень и Кукурт. Они представлены оолитово-детритусовыми и раковинными, часто косослои-

стыми, песчанистыми известняками мощностью до 2 м, содержащими *Dreissensia distincta* Andrus., *Dr. isseli* Andrus., *Dr. carinatocurvata* Sinz., *Dr. polymorpha* Pall., *Hyrkania*, *Caspia subcaspia* Andrus., *Theodoxus pallasii* Lindh. (определение В. П. Колесникова). Подобные же оолитово-детритусовые известняки с аналогичной фауной вскрыты сухим колодезем в 12 км к западу от колодца Кукурт, среди слабо всхолмленной поверхности, покрытой закрепленными песками.

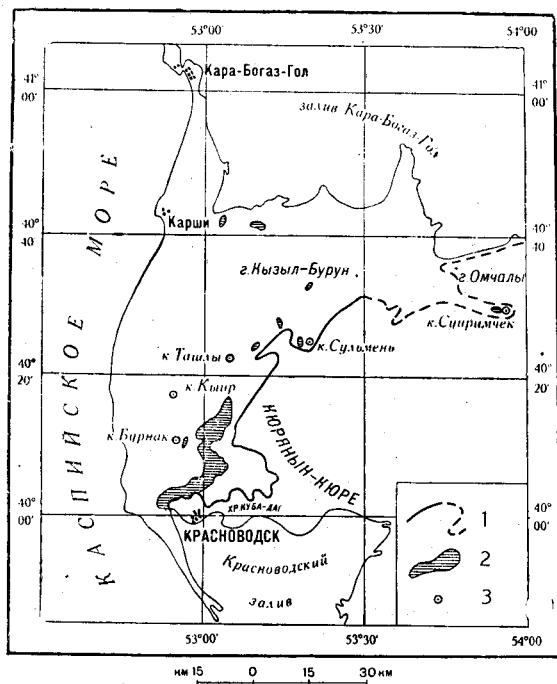


Рис. 41. Распространение апшеронских отложений и граница апшеронского бассейна на Красноводском полуострове

1—береговая линия апшеронского моря; 2—места выходов апшерона на поверхность; 3—буровая скважина, вскрывшая апшеронские отложения

caspia Andrus. и *Dreissensia*. Апшеронский возраст этих отложений установлен В. П. Колесниковым, определившим фауну из верхних слоев разреза. Ранее они были отнесены М. Ф. Двали (1932) к верхнему акчагылу.

Осадки апшеронского моря в пределах Красноводского полуострова отлагались на очень неровной поверхности послееакчагыльского рельефа. Береговая линия моря имела извилистые очертания (рис. 41). В центральной части полуострова она подходила близко к чинку плато. У подножия чинка на этом участке морские отложения апшерона замещены толщей пролювиальных отложений. Накопление пролювия происходило, вероятно, в основном в апшеронское время.

На севере и юге Красноводского полуострова апшеронское море имело два глубоко вдающихся залива. На участке между Куба-Дагом и обрывом Кюрянын-Кюре залив доходил, возможно, до меридиана ст. Кайлю. Между горой Кизылбурун и мысом Омчалы море образо-

Небольшие изолированные выходы оолитово-детритусовых и раковинных известняков с апшеронской фауной обнаружены Л. В. Нероновой на береговой отмели южного берега Кара-Богаз-Гола на абсолютных отметках около -20 м среди новейших отложений с *Cardium edule* L.

Восточнее, между горой Кизылбурун и мысом Омчалы, в пониженном участке Красноводского плато сохранился ряд столообразных и конусовидных останцов, верхняя часть которых образована апшеронскими осадками, залегающими на высоте до $+120$ м.

Апшеронские отложения достигают здесь (близ колодца Суиримчек) мощности 9 м и представлены серыми и зеленоватыми, частично ко-сосолистыми песчаниками с прослоем известковистой глины и гипса и содержат в верхней части *Theodoxus pallasii* Lindh., *Caspia sub-*

вало залив лагунного типа, глубоко вдававшийся в пониженную часть Краснодарского плато.

В общем комплексе фауны, содержащейся в апшеронских отложениях Краснодарского полуострова, преобладают представители рода *Dreissensia* и гастроподы: *Dreissensia distincta* Andrus., *Dr. polymorpha* Pall., *Dr. carinatocurvata* Sinz., *Dr. isseli* Andrus., *Dr. eichwaldi* (Issel) Andrus., *Theodoxus pallasi* Lindh., *Caspia subcaspia* Andrus. Наряду с ними распространены *Apscheronia propinqua* Eichw., *Ap. rariocostata* Sjoegr., *Ap. volaroviči* Andrus., *Monodacna minor* Andrus., *M. cf. laevigata* Andrus., *M. cf. catilloides* Andrus. и более редкие *Pseudocatillus bacuanus* Andrus., *Pseudocatillus dubius* Andrus., *Hyrkania*. Местами встречается также *Corbicula fluminalis* Müll.

В пределах полуострова располагалась окраинная прибрежная часть апшеронского бассейна, местами сильно опресненного. Сохранившиеся на поверхности отложения представлены очень мелководными, местами лагунного типа осадками, мощность которых не превышает обычно 3—5 м. Западнее под толщей хвалынских и хазарских отложений распространены более глубоководные осадки, и мощность их, судя по скважине у колодца Кыир, повидимому, составляла несколько десятков метров. Трансгрессивное залегание апшеронских отложений с базальным конгломератом в основании свидетельствует о том, что апшеронский трансгрессии предшествовал перерыв в осадконакоплении.

Уровень апшеронского моря в пределах Краснодарского полуострова не поднимался выше абсолютной отметки +120 м. Апшеронские отложения здесь залегают горизонтально. Всюду, где вскрываются эти отложения, они представлены средним апшероном.

Прикаспийская низменность

Средний плиоцен. Красноцветная толща. Наиболее древние отложения неогенового возраста, выходящие на поверхность в пределах Прикаспийской низменности, представлены мощной толщей песчаных и песчано-глинистых осадков, известной под названием красноцветной толщи¹. Эта толща является основной нефтесодержащей свитой. Юго-Западной Туркмении. Она содержит в своих песчаных пластах значительные залежи нефти, являющиеся объектом разведки и разработки.

Отложения красноцветной толщи до сих пор не подвергались всесторонним исследованиям, вследствие чего имеющиеся сведения о ней весьма неполны. Сведения, приводимые в опубликованных работах А. П. Иванова (1901б, в, 1903), В. Н. Вебера и К. П. Калицкого (1911) по Челекену и В. Б. Порфирьева (1932) по Боя-Дагу и Сыртланли, касаются лишь незначительной верхней части этой мощной толщи. Накопившийся к настоящему времени материал многочисленных отчетов позволяет сделать некоторые общие выводы по литологии и фациальным особенностям толщи.

¹ Это широко распространенное в литературе название неудачно, поскольку так же нередко называют и другие красноцветные отложения разного возраста, развитые как на территории Туркмении, так и за ее пределами. Более удачное название — челекенская свита, предложенное В. Н. Огневым (1938), по п-ову Челекену, где эти отложения впервые описаны. — *Прим. ред.*

Отложения красноцветной толщи развиты на всем протяжении Прикаспийской низменности и участвуют в строении всех антиклинальных структур, присутствующих на ее территории. Почти всюду они залегают на глубине, и лишь в северной части низменности в немногих структурах Прибалханского района (Челекен, Монжуклы, Боя-Даг, Сыртланли) верхи толщи обнажаются на поверхности, слагая ядра антиклинальных складок.

На Челекене отложения красноцветной толщи развиты на возвышенности Чохрак, где они прорезаны оврагами, обнажившими послонный разрез видимой мощностью до 300 м. На Монжуклы в присводовой части структуры обнажаются пласты красноцветной толщи видимой мощностью немногим более 100 м, находящиеся в тектоническом контакте с нижним апшероном. На Боя-Даге эти отложения выступают в сводовой части структуры в виде горстов, ограниченных крупными поперечными сбросами; мощность обнаженной части толщи здесь около 125 м. На Сыртланли она обнажена на 230 м.

Разрезы красноцветной толщи в Прибалханском районе вскрыты на значительную глубину скважинами глубокого бурения на Небит-Даге, Кум-Даге, Каратепе (Худай-Даг), Уруджуке, а также на Челекене, Монжуклы и Боя-Даге. Наиболее полно они изучены по данным глубокого бурения на Небит-Даге и Кум-Даге.

На Небит-Даге в опорной скважине № 367, пробуренной в центральной части структуры, а в последнее время также в одной скважине в западной части Боя-Дага красноцветная толща пройдена до подошвы и выявлен характер подстилающих пород.

На Небит-Даге под красноцветной толщей на глубине 2153—2230 м вскрыта свита обломочных известняков, переслаивающихся с песками, мелкозернистыми песчаниками и алевролитами и подстилаемых серовато-зелеными глинами. Возраст этой свиты неясен. Н. К. Быкова, изучавшая из этой свиты фауну фораминифер, пришла к выводу, что указанные отложения относятся к миоцену (повидимому, древнее сармата), тогда как, по мнению В. А. Атанасьянца, изучавшего ее петрографический состав, не исключена возможность, что эти обломочные известняки относятся к палеоцену или даже мелу.

На Боя-Даге ниже отложений красноцветной толщи скважиной вскрыты буровато-серые и серые слоистые известковистые глины, из которых Л. П. Марковой и Д. А. Агаларовой определена фауна остракод, характерных для понтического яруса. Аналогичная фауна остракод обнаружена Д. А. Агаларовой также в сопочной брекчии Чикишлярской группы грязевых вулканов, где она приурочена к буровато-серым мергелистым глинам, находящимся не в коренном залегании (Али-Заде, 1954).

На Небит-Даге указанной выше скважиной красноцветная толща пройдена в интервале от 320 до 2158 м, что дает общую ее мощность 1856 м. Нижняя часть толщи, с глубины около 1300 м до подошвы, характеризуется в разрезе этой скважины по ядерным материалам. О литологическом характере верхней половины толщи можно судить лишь на основании каротажных диаграмм и шлама из глинистых растворов.

Разрез красноцветной толщи Небит-Дага по указанной опорной скважине разбивается В. В. Денисевичем и В. А. Атанасьянцем на следующие свиты (снизу вверх):

1. Песчаная свита, представленная песчаниками, алевролитами и реже тонко- и мелкозернистыми песками, с очень редкими прослоями песчанистых глин	113 м
2. Глинисто-песчаная свита, сложенная тонко- и мелкозернистыми серыми и зеленоватыми песками и песчаниками, переслаивающимися с серыми песчанистыми известковистыми глинами	226 „
3. Вторая (считая сверху) глинистая свита состоит в основном из серых с зеленоватым оттенком, редко коричневых известково-песчанистых глин, наряду с которыми присутствуют серые и буровато-серые глинистые тонкозернистые пески и известковистые песчаники, составляющие небольшой процент в разрезе	512 „
4. Песчано-глинистая свита состоит из чередования пестроцветных, большей частью песчанистых глин с серовато-бурными и серыми мелко- и тонкозернистыми песками и алевролитами	252 „
5. Первая глинистая свита представлена пестроцветными, иногда песчанистыми, сильно известковистыми глинами с небольшими прослоями песка и песчаника (алевролита)	748 „

Всего в красноцветной толще Небитдагской складки песчаные отложения составляют до 65% всего разреза.

Следует отметить, что указанная выше цифра общей мощности (1856 м) красноцветной толщи относится лишь к центральной части структуры. В ряде скважин на западном ее погружении (Западный Небит-Даг) по этой толще пройдено более 2000 м, причем подошва ее здесь не вскрыта.

На Кум-Даге красноцветная толща вскрыта скважинами глубокого бурения на 1150 м. В ней геологами-нефтяниками выделяются следующие части (снизу вверх):

1. Песчано-глинистые отложения, представленные в основном мелко-, средне- и крупнозернистыми буровато-серыми, часто известковистыми песками, чередующимися с прослоями серых и бурых глин, которые составляют 12—15% всего разреза	до 850 м
2. Песчаная пачка, объединяющая 9 нефтеносных пластов; на долю песков падает 70—75%	до 140 „
3. Глинисто-песчаная пачка, представленная на южном крыле и в сводовой части преимущественно глинами, а на северном крыле чередованием песков и глин	80—100 „
4. Песчаная пачка, разделенная на три части двумя глинистыми прослоями в 2 и 5 м	30—50 „

В общем красноцветная толща на Кум-Даге заключает в себе до 75% песчаных осадков, причем песчанность увеличивается с глубиной.

Более подробно изучена верхняя часть красноцветной толщи, обнажающаяся на четырех вышеуказанных структурах. Представление о ней дают разрезы Боя-Дага и Челекена (рис. 42).

На Боя-Даге обнажаются, начиная снизу:

1. Песок средне- и крупнозернистый, слюдястый, известковистый с прослоями конкреционного песчаника и редкими линзами галечника	32 м
2. Глина зеленовато- и голубовато-серая, известковистая с пластами (до 1,5 м) среднезернистого песка	8,5 „
3. Песок средне- и крупнозернистый, красного и желтовато-серого цвета с прослоями конкреционных песчаников	3,5 „
4. Глина желтовато-серая	3 „
5. Песок среднезернистый, известковистый, слюдястый, красного и буровато-серого цвета с прослоями конкреционного песчаника	10 „
6. Глина серая и зеленоватая, известковистая, с двумя прослоями песка. Мощность 5 м, по простиранию уменьшается до 2 м.	
7. Песок среднезернистый, красный с прослоями конкреционного песчаника, по простиранию переходит в песчаник	6 „
8. Песок мелко- и среднезернистый, слюдястый, желтовато-серый с прослоями конкреционного песчаника	20 „

9. Чередование серых, желтовато- и зеленовато-серых глин и тонко- и мелкозернистых песков с конкрециями песчаника 9 „
10. Песок мелко- и среднезернистый, желтовато-серый, сильно известковистый с частыми прослоями конкреционных песчаников 28 „

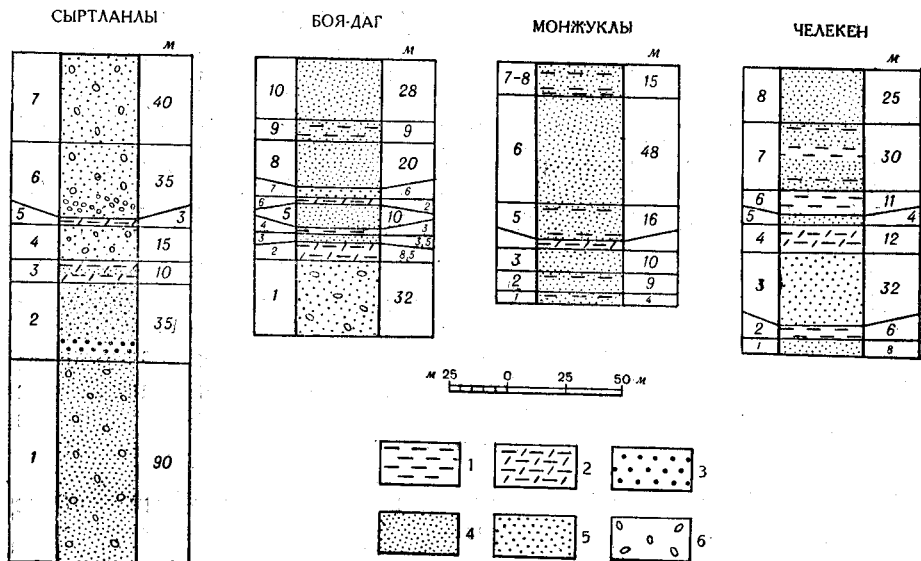


Рис. 42. Разрезы красноцветной толщи Прикаспийской низменности

1—глины; 2—известковистые глины; 3—песчаники; 4—средне- и мелкозернистые пески; 5—средне- и крупнозернистые пески; 6—включения и линзы галек

В этом разрезе из 125 м общей мощности около 105 м приходится на долю песчаных осадков и около 20 м — на долю глин.

На Челекене на южном крыле складки наблюдается следующая последовательность слоев:

- | | |
|--|------|
| 1. Песок мелко- и среднезернистый, серый, зеленовато- и желтовато-серый, сильно слюдястый | 8 м |
| 2. Глина бурая, известковистая, слоистая | 6 „ |
| 3. Песок средне- и крупнозернистый, зеленовато- и желтовато-серый с редкими прослоями глин и конкреционных песчаников | 32 „ |
| 4. Глина бурая, известковистая с прослоями мелкозернистого песка | 12 „ |
| 5. Песок мелко- и среднезернистый с прослоями конкреционного песчаника | 4 „ |
| 6. Глина кирпично-красная с редкими прослоями серых, желтовато- и буровато-серых песков и конкреционных песчаников | 11 „ |
| 7. Чередование мелкозернистых серых, желтовато- и буровато-серых глинистых песков, конкреционных песчаников и серых и буровато-серых глин; верху глины приобретают более значительное развитие | 30 „ |
| 8. Песок мелко- и среднезернистый, серый, зеленовато- и голубовато-серый с прослоями конкреционных песчаников | 25 „ |

В этом разрезе из общей мощности около 190 м на долю песчаных осадков приходится около 105 м, а на долю глин — примерно 85 м.

Сопоставление разрезов обнажающейся верхней части красноцветной толщи показывает отчетливо выраженное изменение отложений в западном направлении. На Сыртланли обнажающаяся часть красноцветной толщи состоит в основном из крупно- и грубозернистых, плохо отсортированных песков и песчаников с включениями галек и редкими прослоями рыхлых конгломератов. На Боя-Даге как в обнажениях, так

и в разрезах разведочных скважин галечники и грубозернистые пески почти отсутствуют, появляются мелкозернистые пески и несколько увеличивается количество глинистых прослоев. На Монжуклы обнаженная верхняя часть толщи представлена уже в фации мелко- и среднезернистых песков с более частыми, по сравнению с вышеуказанными разрезами, пластами глин. На Челекене наблюдается почти равномерное чередование преимущественно мелкозернистых, в меньшей степени среднезернистых песков с глинами; последние составляют почти половину всего обнаженного разреза.

Аналогичное изменение литологического характера красноцветной толщи с востока на запад видно также и в более глубоких горизонтах красноцветной толщи по данным глубокого бурения на Кум-Даге, Небит-Даге и Челекене. Разрез на Кум-Даге содержит до 75% песчаных осадков, на Небит-Даге до 65%, а на Челекене до 50%.

Характерна быстрая фациальная изменчивость отложений в пределах отдельных структур. Часто мощные пласты песка по простирацию быстро переходят в глины и обратно. Нередки случаи линзообразного залегания песков, что не только наблюдается в обнажениях, но и четко улавливается при сопоставлении разрезов буровых скважин.

К югу от Прибалханского района разрез красноцветной толщи известен лишь по материалам единичных буровых скважин в Миасере и Кеймире. Более или менее изучен разрез миасерской скважины, которая вошла в красноцветную толщу на глубине 1370 м и прошла по ней 880 м.

Разрез красноцветной толщи Миасера во вскрытой части отличается глинистостью: из 880 м, пройденных скважиной, более 500 м падает на долю глин. Остальная часть разреза в основном состоит из тонко- и мелкозернистых песков и алевролитов. Подобный же характер имеет красноцветная толща и на Кеймире. По своим фациальным особенностям разрез красноцветной толщи Миасера и Кеймира ближе всего подходит к челекенскому.

Об общей мощности красноцветной толщи, за исключением данных по указанной выше небитдагской скважине, можно судить только по материалам геофизических исследований. На основании анализа геофизических данных Ю. Н. Годин считает, что мощность толщи должна быть в пределах 2200—2500 м.

Отложения красноцветной толщи частично подвергались петрографическим и микрофаунистическим исследованиям. Однако ни на одной структуре Прибалханского района полный разрез этих отложений не изучен. По данным М. И. Мандельштама, Д. А. Агаларовой и Л. П. Марковой, изучавших микрофауну, в красноцветной толще присутствует в коренном залегании около 30 видов остракод и 3 вида фораминифер и свыше 200 видов фораминифер, переотложенных в основном из палеогеновых и меловых отложений. В коренном залегании встречаются следующие виды: остракоды — *Ilyocypris gibba* Ramdohr, *Cyprinotus dagadjenensis* Mandelst., *Heterocypris incongruens* Ramdohr, *Darwinula aurea* Robertson et Ramdohr, *Eucypris memoranica* Livental, *Limnocythere tetea* Livental, *Cythere saljanica* Livental, *C. andrussovi* Livental, *Loxoconcha mitridata* Livental, *Bythocypris pseudocandida* Livental, *B. candida* Livental и др.; фораминиферы — *Rotalia beccarti* L., *Elphidium macellum* Ficht. et Moll. и *Nonion* sp.

Д. А. Агаларова выделяет в красноцветной толще три группы остракод: а) солоноватоводные реликтовые формы; б) эвригалинные формы и в) пресноводные формы. Она отмечает, что распределение остракод в разрезах дает ясную картину постепенного опреснения бассейна.

Петрографическое изучение разрезов Челекена, Небит-Дага и Миасера, произведенное В. А. Атанасьянцем, позволило ему выделить минералогические зоны. Так, в разрезе небитдагской опорной скважины для изученной нижней части разреза выделены три минералогические зоны: турмалиновая (глубина 2128—2230 м), гранатовая (глубина 2000—2128 м) и эпидотовая (глубина 1800—2000 м). Зоны, выделенные для различных структур, еще не увязаны, поэтому общее расчленение толщи по петрографическому составу пока не может быть произведено. Однако полученные к настоящему времени результаты петрографических исследований показывают, что при более детальном и полном изучении вполне возможно выделение характерных коррелятивов и расчленение всего разреза красноцветной толщи на минералогические зоны.

Характер и состав отложений красноцветной толщи с несомненностью показывают, что она накопилась в дельтовых прибрежных условиях и что процесс седиментации происходил в течение сравнительно короткого времени при весьма быстром погружении депрессионной области. Процесс осадконакопления происходил, повидимому, одновременно с ростом антиклинальных структур, что вызывало некоторое уменьшение мощности отложений в сводовых частях складок по сравнению с крыльями и синклиналиными участками.

Вопрос об источниках сноса терригенного материала представляет большой интерес. Впервые по этому вопросу В. П. Батуриным была высказана мысль о том, что, помимо близ расположенных горных сооружений, материал транспортировался из далеко отстоящих районов. В. А. Атанасьянц считает, что главными источниками сноса, давшими материал для красноцветной толщи, являлись ближайшие горные хребты: западные отроги Копет-Дага (Кюрен-Даг и др.), Малый и Большой Балханы. В частности, для красноцветной толщи Небит-Дага он прямо указывает, что она образовалась за счет размыта пород Большого Балхана и отчасти за счет изверженных пород Красноводского района. По мнению А. А. Али-Заде, изучавшего в последние годы отложения красноцветной толщи, в формировании ее, помимо местных материалов, определенную роль играли осадки, приносившиеся из районов, располагавшихся вдали от Прикаспийской депрессии.

Вопрос о возрасте красноцветной толщи до недавнего времени не был окончательно разрешен. Согласно залегание на ней отложений акчагыльского яруса позволяло точно установить лишь возрастное положение верхней границы толщи. О возрасте ее низов обычно судили по условиям залегания грубообломочной континентальной толщи, развитой в периферических частях Прикаспийской депрессии, по краям обрамляющих ее горных хребтов (Малый Балхан, западные отроги Копет-Дага). Исходя из того, что наиболее молодыми из подстилающих указанную толщу пород являются сарматские отложения (средний и частично верхний сармат), возраст этой толщи, а также параллелизуемой с нею красноцветной толщи Прибалханского района определялся в интервале от верхнего сармата до акчагыла.

Полученные в последнее время данные о присутствии в Боя-Даге ниже красноцветной толщи фаунистически охарактеризованных отложений понтического яруса показывают, что начало накопления этой толщи

относится к концу понтического или к послепонтическому времени. Таким образом, красноцветная толща не синхронична отмеченным выше грубообломочным образованиям и в основном относится к среднему плиоцену. Это не исключает возможности ее залегания в сводовых частях антиклинальных складок Прибалханского района на миоцене или даже на палеогене.

Во избежание дальнейшей путаницы в определении стратиграфических соотношений красноцветной толщи Прикаспийской депрессии и континентальных грубообломочных отложений, развитых в ее периферических частях, А. А. Али-Заде (1953) предложил выделить последние под особым названием «торонглинской свиты», по месту хорошего обнажения их в Торонглинском ущелье, на южном склоне Малого Балхана.

Верхний плиоцен. Акчагыльский ярус. В пределах Прикаспийской низменности отложения акчагыльского яруса имеют весьма широкое развитие. Полный разрез этих отложений обнажен на некоторых структурах Прибалханского района (Челекен, Монжуклы, Боя-Даг и Сыртланди), а также в западных отрогах Копет-Дага, на южном склоне Малого Балхана и на Перевало-Айдинской гряде. Акчагыльские отложения вскрыты скважинами глубокого бурения на Небит-Даге, Урунджуке, Каратепе, Кум-Даге, Кеймире, Миасере и на других структурах Прикаспийской низменности. С отложениями акчагыльского яруса в ряде структур Прибалханского района связаны промышленные залежи нефти (Небит-Даг, Кум-Даг).

Начало изучения акчагыльских отложений рассматриваемой территории было положено в конце прошлого и начале текущего столетия Н. И. Андрусовым (1905), А. П. Ивановым (1901б, в, 1903), В. Н. Вебером и К. П. Калицким (1911; Калицкий, 1914г) и А. Д. Нацким (1916а).

После установления Советской власти в Туркмении в связи с широким развитием геолого-разведочных работ на нефть и гидрогеологических исследований отложения акчагыльского яруса Прикаспийской низменности и сопредельных участков были подвергнуты детальному изучению. В этой работе принимали деятельное участие С. А. Ковалевский, В. Б. Порфирьев, Ю. А. Косыгин, А. И. Смолко, В. А. Киров, М. Эсенев, А. В. Данов, С. И. Зеленский, А. А. Али-Заде, Г. И. Попов и др. Большая работа по изучению литологии и состава акчагыльских отложений промысловых площадей по данным буровых скважин проведена В. В. Денисевичем, К. К. Бабенко и И. Н. Алифаном.

На южном склоне Малого Балхана наиболее полный разрез акчагыла вскрыт по портам крупного Торонглинского ущелья (рис. 43). Акчагыльские отложения здесь могут быть подразделены на три части¹; аналогичное деление акчагыльских отложений прослежено А. А. Али-Заде и в других местах рассматриваемой территории.

Нижняя часть акчагыла на южном склоне Малого Балхана представлена толщей слоистых мергелистых глин серого, зеленовато-, голубовато- и буровато-серого цветов с редкими прослоями известняков-ракушняка, вулканического пепла и частыми пропластками песка и гипса. Имеются пластинки лимонита. У подошвы лежит пласт листоватого мергеля мощностью 1,6 м, местами подстилаемый прослоем крупногалечного конгло-

¹ Соотношение выделенных здесь частей с расчленением на подъярусы, предлагаемым В. П. Колесниковым, не ясно. Возможно, что две нижние части акчагыла схемы А. А. Али-Заде соответствуют нижнему, а верхняя часть—среднему и верхнему подъярусам. — *Прим. ред.*

мерата и рыхлого грубозернистого песчаника. К кровле прослой песка учащаются и увеличиваются в мощности до 0,7 м. Мощность этой части разреза около 56 м.

Из фауны присутствуют *Avimactra subcaspia* Andrus., *Avimactra karabugasica* Andrus., *Avimactra inostranzevi* Andrus., *Avardaria andrussovi* Ali-Zade, *Cardium dombra* Andrus., *Cardium (Avicardium) dahestanicum* Usp., *C. (A.) jumudicum* Andrus., *C. (A.) maincaricum* Andrus., *Potamides caspius* Andrus., *Clesstiniola utvensis* Andrus. и др. Кроме того, встречаются отпечатки рыб и остатки растений.

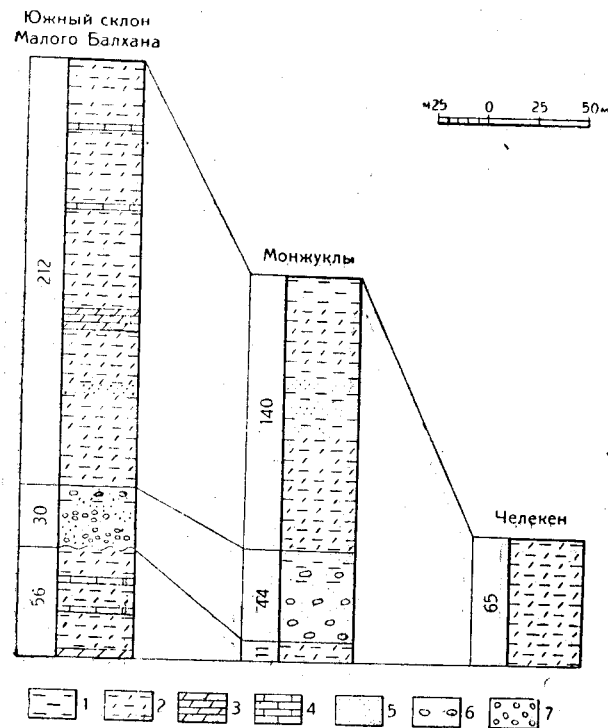


Рис. 43. Разрезы акчагыла Прикаспийской низменности и Малого Балхана

1—глины; 2—известковистые глины; 3—мергели; 4—известняки; 5—пески; 6—конкреции; 7—конгломераты

мощностью около 10 м крепких слоистых мергелей с линзами известняка, ракушечника и включениями галек, а также с прослоями песка и песчаника. Мощность этой толщи 212 м.

Фауна этих отложений состоит из следующих видов: *Avimactra subcaspia* Andrus., *Avimactra acuteacarinata* Andrus., *Avimactra venjukovi* Andrus., *Avimactra inostranzevi* Andrus., *Cardium dombra* Andrus., *C. eberstini* Koles., *Cardium (Avicardium) nikitini* Andrus., *C. (A.) radiiferum* Andrus., *C. (A.) kamtschense* Usp., *C. (A.) jumudicum* Andrus., *Dreissensia* sp., *Potamides caspius* Andrus., *Clesstiniola utvensis* Andrus. и др.

Акчагыльские отложения трансгрессивно и резко несогласно покрываются среднеапшеронскими слоями. Общая мощность акчагыльских отложений на южном склоне Малого Балхана местами достигает почти 300 м.

На северном склоне Малого Балхана, близ ст. Перевал, акчагыльские отложения имеют сходный характер, но внизу не содержат прослоев ракушняка, а в верхней части характеризуются более значительным развитием песков. Общая мощность акчагыльских отложений увеличивается до 600 м, что, повидимому, связано с существованием здесь в акчагыльское время глубокой и узкой предгорной депрессии.

В предгорьях Копет-Дага акчагыльские отложения широко распространены. У Даната акчагыл начинается 12-метровой пачкой слоистых известняков с линзами конгломерата и включениями галек. Выше следует глинистая толща с прослоями ракушняка и гипса, а также песча мощностью до 13 м.

На размытой поверхности этих слоев залегают более высокие горизонты акчагыльского яруса. Разрез начинается пластом песка с галками из сеноманских песчаников и акчагыльских известняков; далее следует песчано-глинистая толща с линзами конгломерата. Как в глинах, так и особенно в песках отсутствует нормальная слоистость. Часто они залегают линзообразно и нередко образуют карманы. В песках многочисленны конкреции песчаника до 0,8 м в поперечнике. Общая мощность около 80 м.

Верхняя часть акчагыла представлена толщей серых, голубовато-, зеленовато- и буровато-серых слоистых мергелистых глин с частыми пропластками гипса и пластинками лимонита, а также редкими маломощными пластами мелкозернистого песка. Мощность этой толщи около 140 м.

Общая мощность акчагыла в районе Данаты доходит до 245 м, а у Казанджика — до 270 м.

К западу от Данаты, около колодцев Ялмакуи, из разреза выпадает нижняя пачка известняков и в основании акчагыла залегают крупно- и грубозернистые слюдистые пески и сильно ожелезненные песчаники. Общая мощность акчагыльских отложений в районе колодцев Ялмакуи до 350 м.

Об отложениях акчагыла в пределах низменности дает представление монжуклинский разрез (см. рис. 43).

Акчагыл начинается здесь серыми, зеленовато- и желтовато-серыми, а в кровле красно-бурыми тонкослоистыми мергелистыми глинами, среди которых имеются четыре тонких прослоя вулканического пепла, а в нижней части — пласт крепкого мергеля кремового цвета, при выветривании распадающегося на тонкие листочки. Мощность 10—12 м.

В глинах встречаются мелкие отпечатки *Avitmacra subcaspia* Andrus., *Cardium dombra* Andrus., *Potamides caspius* Andrus., *Clestinola utvensis* Andrus., а также фораминиферы и остракоды. В пласте мергеля обнаружены отпечатки и чешуи рыб и растительные остатки.

Выше залегают уплотненные известковистые мелко- и среднезернистые пески коричневого и буровато-серого цвета с многочисленными песчаниковыми конкрециями, в верхней части чередующиеся с бурыми и красно-бурыми тонкослоистыми глинами. Мощность до 44 м.

Верхняя часть акчагыла представлена красно-бурыми, зеленовато- и желтовато-серыми тонкослоистыми мергелистыми глинами в середине с пачкой переслаивающихся мелко- и среднезернистых песков и буровато-серых известковистых сильно песчаных глин. В этих отложениях встречаются *Avitmacra subcaspia* Andrus., *Avitmacra karabugastica*

Andrus., *Cardium dombra* Andrus., *Potamides caspius* Andrus., *Micromelania* sp., *Clesiniola* sp.

Разрез акчагыла Монжуклы венчают зеленовато- и голубовато-серые глины, в которых встречаются обильные отпечатки рыб, а также разнообразные насекомые прекрасной сохранности. Нередко попадаются растительные остатки, а также отпечатки *Dretssensia*. Мощность этой части разреза около 140 м. Общая мощность акчагыла на Монжуклы доходит до 200 м.

Акчагыльские отложения Боя-Дага и Сыртланли, сохраняя общий характер с монжуклинским разрезом, подвержены некоторым фациальным изменениям; изменяются и мощности отдельных частей разреза.

Наиболее западным выходом акчагыльских слоев в Прибалханском районе является п-ов Челекен. Акчагыльские отложения представлены здесь исключительно глинистыми образованиями, содержащими в своем составе прослой вулканического пепла. В глинах встречаются крупные позвонки рыб, кости птиц и растительные остатки, а также мелкие акчагыльские пелециподы. Максимальная мощность акчагыла на Челекене 65 м.

Разрез акчагыльских отложений на месторождениях Небит-Дага и Кум-Дага и на других разведочных площадях, где они вскрыты скважинами глубокого бурения, изучен по данным кароттажных диаграмм, а также по образцам бокового грунтоноса и керна. По промысловым данным, акчагыл на Небит-Даге представлен глинистой толщей, в средней части содержащей нефтеносные песчаные пласты, являющиеся объектом разработки. Небитдагский разрез акчагыла, повидимому, является переходным между песчано-глинистой толщей Монжуклы и глинистой фацией акчагыла Челекена. Ориентировочная мощность акчагыла Небит-Дага до 150—160 м. По тем же промысловым данным, акчагыльские отложения Кум-Дага выражены песчано-глинистой толщей мощностью около 170 м, также содержащей ряд нефтеносных пластов.

В южной части Прикаспийской низменности на структурах Кеймиро-Чикишлярского района пробурено несколько разведочных скважин, в разрезе которых по данным микрофауны установлено присутствие акчагыльских отложений, представленных в основном глинами. О мощности их сказать что-либо трудно, так как верхняя граница акчагыла не отбивается ни по микрофауне, ни по кароттажу.

Анализ фактического материала показывает, что акчагыльские отложения на рассматриваемой площади подвержены большим фациальным изменениям; резко колеблется также их мощность. Эти изменения акчагыльских отложений связаны с историей геологического развития Прикаспийской депрессии и ее окраинных участков.

В начале акчагыльского времени вся область Западной Туркмении, за исключением горных сооружений Большого и Малого Балхана, была покрыта водами акчагыльского бассейна. Восточным берегом акчагыльского моря в пределах Прикаспийской депрессии служили западные отроги Копет-Дага, где существовали многочисленные, глубоко выдававшиеся в материк, заливы и бухты. Через Балханский и Данатинский «коридоры» акчагыльское море далее распространялось на восток и заливало как предгорную область Передовой цепи Копет-Дага, так и Каракумы.

Перед отложением осадков средней части акчагыльской толщи на западе Туркмении происходили поднятия, приведшие к резкому обмелению бассейна, и чисто морские условия осадкообразования, повидимому,

на некоторое время сменились дельтовыми. Некоторые участки, возможно, даже поднимались из-под уровня воды, о чем свидетельствуют следы размыва нижних слоев акчагыла перед отложением более высоких его горизонтов (Монжуклы, Боя-Даг, Сыртланли и др.).

Позднее произошло новое наступление моря, до конца века не покидавшего западные районы Туркмении. Наличие мощных пластов песка, а также прослоев конгломератов в разрезе верхней части акчагыла на окраинных участках Прибалханского района показывает, что и в это время происходили некоторые тектонические подвижки, в результате которых уровень моря испытывал сильные колебания.

Присутствие прослоев вулканического пепла в акчагыльских отложениях рассматриваемой территории обусловлено, повидимому, заносом его из Закавказья.

Апшеронский ярус. Апшеронские отложения Прикаспийской низменности изучены слабо. Наиболее крупными работами по апшеронскому ярусу являются монографии Н. И. Андрусова (1923) и В. П. Колесникова (1950). Сведения по стратиграфии апшеронского яруса отдельных структур указанного района имеются также в работах А. П. Иванова (1903), К. П. Калицкого (1914г), А. Д. Нацкого (1916а), В. В. Порфирьева (1932), В. А. Кирова (1937) и С. И. Зеленского (1950). В последнее время новые данные по стратиграфии и фауне апшеронского яруса Прибалханского района получены в результате исследований Г. И. Попова (1951, 1952а, б), А. А. Али-Заде и А. И. Смолко, производившихся в 1948—1952 гг.

В пределах Прибалханского района апшеронские отложения обнажаются на антиклинальных поднятиях Челекена, Небит-Дага, Монжуклы, Боя-Дага и Сыртланли. Выходы апшерона известны также в предгорьях Западного Копет-Дага и на Малом Балхане. На остальной площади они прикрыты новейшими образованиями. На юге, в районе Кеймира, апшерон известен по данным глубокого бурения и его мощность определяется в 400—500 м.

Наиболее полный разрез апшеронских отложений имеется на Челекене и Монжуклы (рис. 44). Здесь они представлены всеми тремя подъярусами и содержат характерную фауну моллюсков. На остальных структурах описываемой площади верхний апшерон отсутствует. Принятое здесь подразделение апшеронских отложений по фауне на три подъяруса согласуется с расчленением апшеронских отложений Апшеронского полуострова, по В. Е. Руженцеву (1928).

Нижний апшерон на Челекене сложен в основном глинами, окрашенными в серый и буровато-серый цвета. Глины то более, то менее песчанистые и, как правило, сильно известковистые. Песчаные прослои ничтожны по мощности. На общем буровато-сером фоне резко выделяются четыре горизонта черных глин, отличающихся высокой степенью дисперсности и отсутствием карбонатности.

За основание апшеронского яруса на Челекене К. П. Калицкий принимает «темный мергель» (горизонт «с»), ниже которого всюду на Челекене залегают красноватая глина и весьма невыдержанный по простирацию горизонт черных глин (горизонт «в»). Красноватая глина и особенно горизонт черных глин разбиты серией мелких сбросов. Так как эти сбросы чаще всего не затрагивают вышележащий горизонт «с», то это дало К. П. Калицкому повод считать, что нарушения произошли в конце акчагыльского века и что апшеронский ярус лежит несогласно на акчагыле.

В последнее время Г. И. Поповым в красноватой глине были найдены типичные нижнеапшеронские формы *Streptocarella voluta* Andrus. Это показывает, что граница между акчагыльским и апшеронским ярусами проходит значительно ниже (на 50 м), чем представлялось раньше, по кровле рыбных слоев, охарактеризованных в свою очередь типичными акчагыльскими формами *Cardium* и *Mastra*. Таким образом, указанные К. П. Калицким подвижки имели место в апшеронское время, тогда как смена акчагыльского бассейна апшеронским произошла спокойно.

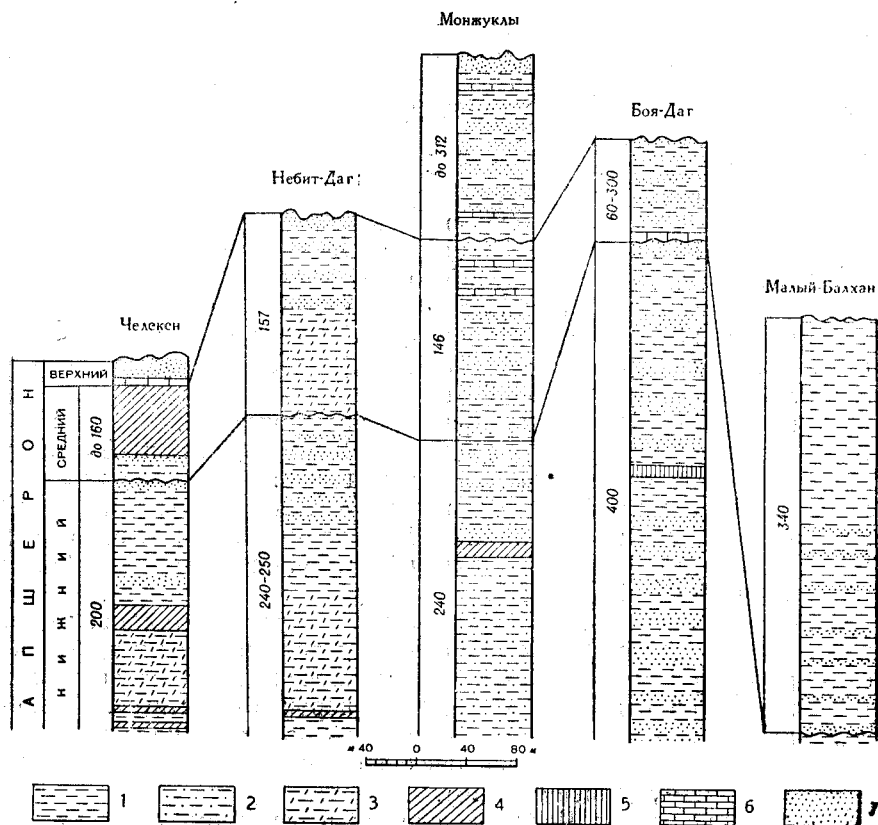


Рис. 44. Разрезы апшерона Прикаспийской низменности

1—глины; 2—песчанистые глины; 3—известковистые глины; 4—черные глины; 5—красные глины; 6—известняки; 7—пески

Нижнеапшеронская фауна Челекена представлена в основном гастроподами. Здесь встречаются *Streptocarella voluta* Andrus., *S. kalickyi* Andrus., *S. sokolovi* Andrus., *Turricaspia spica* Eichw. Мощность нижнего апшерона для разных частей полуострова неодинакова. На юго-восточном склоне она определена в 200 м.

На Небит-Даге нижний апшерон сложен серыми и светло-серыми неслоистыми известковистыми глинами внизу и бурыми слоистыми глинами с железистыми пластинками сверху. В кровле залегает мощная пачка пестроцветных глин с прослоями песка. На Монжуклы нижнеапшеронские отложения сложены в основном серыми и светлосерыми

песчанистыми глинами с незначительными прослоями песка и буроватых глин. Характерен горизонт черных глин мощностью 12 м, который весьма выдержан по простирацию и делит нижнеапшеронские отложения на две неравные части — нижнюю большую и верхнюю меньшую.

Нижнеапшеронская фауна Монжуклы и Небит-Дага сходна с челекенской. Мощность нижнего апшерона на Небит-Даге и Монжуклы достигает 240—250 м.

На Боя-Даге нижнеапшеронские отложения имеют большую мощность (400 м) и содержат большое количество песчаных прослоев в кровле и подошве. Средние горизонты нижнего апшерона северного крыла Боядагской антиклинали сложены в основном светлосерыми глинами, среди которых резко выделяется горизонт красных глин.

Отложения нижнего апшерона на Боя-Даге бедны окаменелостями. Наиболее часты мелкие дрейссенсии и башенковидные гастроподы. Встречаются также редкие, обычно мелкие *Streptocarella voluta* Andrus.

В. Б. Порфирьев (1932) проводит нижнюю границу апшерона на Боя-Даге по основанию свиты песков с конкрециями (свита «а»). В действительности свита «а» относится к акчагылу, так как на 100 м выше ее был обнаружен характерный горизонт сланцеватых рыбных глин с акчагыльскими кардидами и мактрами (Г. И. Попов, 1952а).

На Малом Балхане апшерон был отмечен отдельными пятнами на северо-востоке, а также по северному и северно-западному склону Н. И. Андрусовым (1905) и А. Д. Нацким (1916а). В последнее время установлено, что апшеронские отложения широко развиты по всему южному склону Малого Балхана. Нижний подъярус здесь сильно размыт и средний апшерон местами ложится непосредственно на акчагыльские слои. Сохранившиеся отложения нижнего подъяруса представлены глинами светлозеленоватого цвета с крупными *Dreissensia*.

В предгорьях Западного Копет-Дага нижнеапшеронские отложения, повидимому, отсутствуют.

Средний подъярус апшерона на Челекене сложен в основном черными тонкослоистыми глинами (60 м), подстилаемыми песчано-глинистым горизонтом (20 м). В основании залегает небольшой по мощности (от 0,5 до 2,5 м) и невыдержанный по простирацию известняк-ракушечник (горизонт «i» Калицкого) с богатой и разнообразной фауной: *Hyracania major* Andrus., *H. kolessnikovi* Попов, *H. turmena* Andrus., *Pseudocatillus bakuanus* Andrus., *Monodacna sjoegreni* Andrus., *Dreissensia polymorpha* Pall. var. *angustiformis* Koles., *D. distincta*

Andrus., *Celekenta Ivanovi* Andrus. и многие другие. Мощность отложений среднего подъяруса апшерона очень непостоянна. Максимальная ее величина, по К. П. Калицкому, достигает 160 м.

На Небит-Даге средний апшерон сложен серыми, буровато- и темносерыми сильно песчанистыми известковистыми глинами, среди которых резко выделяется пласт розовых глин, залегающий близ кровли среднего апшерона. Песчаные прослои появляются в верхней половине разреза и кверху возрастают в количестве. Средний апшерон лежит здесь несогласно на нижнем и в свою очередь, несогласно прикрыт осадками бакинского яруса.

Комплекс фауны среднего апшерона Небит-Дага существенно отличается от челекенского. Здесь присутствуют *Apscheronia eurydesma* Andrus., *A. propinqua* Andrus., *A. praextensa* Andrus., *Hyracania loerentheyi* Andrus., *Monodacna sjoegreni* Andrus., *Dreissensia*

distincta Andrus., var. *similis* Andrus., *Corbicula fluminalis* Müll var. *apscheronica* Andrus., *Limnaea (Radix)* cf. *lessonae* Andrus. и др. Мощность среднего апшерона на Небит-Даге непостоянна. На северо-западном окончании возвышенности она достигает 157 м.

На Монжуклы на границе среднего и нижнего апшерона видимых несогласий не обнаруживается. Средний апшерон здесь отличается от нижнего по окраске: светлосерый цвет нижнего апшерона сменяется буровато-красным. Песчаные прослои по мощности не выдержаны. В верхней части разреза имеется несколько прослоев детритусовых известняков. Комплекс среднеапшеронской фауны Монжуклы имеет много общего с небитдагским, отличаясь лишь большим разнообразием ребристых апшероний. Мощность среднего апшерона на северном склоне Монжуклы определена в 146 м.

На Боя-Даге средний апшерон отличается заметным увеличением песчаных прослоев, а также исключительной невыдержанностью в мощности, которая изменяется в пределах от 60 до 300 м. В основании среднего апшерона северного склона залегает известняк-ракушечник с мелкой и хорошо окатанной галькой. Средний апшерон здесь с размывом ложится на нижний и с резким угловым несогласием покрывается осадками бакинского яруса. Из фауны присутствуют *Apscheronia eurydesma* Andrus., *A. propinqua* Eichw., *Monodacna kabristanica* Andrus., *Adacna praeplicata* Koles., *A. plicata* Eichw., *Corbicula fluminalis* Müll. var. *apscheronica* Andrus., *Dreissensia eichwaldi* (Issel) Andrus. и многие другие.

На Малом Балхане средний апшерон выражен глинами светлосерого и розоватого цвета, внизу с несколькими пластами песка мощностью 3—4 м. Близ границы с акчагылом в двух маломощных (0,4—0,5 м) прослоях известняка-ракушечника встречаются *Corbicula*, мелкие *Dreissensia polymorpha* Pall., *Micromelania* и *Theodoxus*. Мощность этого подъяруса 340 м.

Фаунистически охарактеризованный средний апшерон установлен в последнее время в ряде мест предгорий Западного Копет-Дага, от Ала-Дага на юге до района Казанджика на севере.

На Ала-Даге апшеронские отложения представлены частой перемежаемостью песков, песчаников, глин и известняков-ракушечников, содержащих большие скопления гальки. Фауна состоит из многочисленных гирканий, гладких и ребристых апшероний, монодаки и дрейссенсий, а из гастропод наиболее часты *Clessintiola* и *Melanopsis*. Мощность апшеронских осадков, по Г. И. Попову, здесь равна 100 м.

В районе Данатинского хребта средний апшерон сходен с отложениями этого возраста на Малом Балхане, но отличается более значительным развитием песчаных прослоев и появлением в средней части разреза прослоя конгломерата. Здесь А. И. Смолко в 1950 г. собрал *Apscheronia eurydesma* Andrus., многочисленные *Corbicula*, *Adacna* и *Pseudocatillus*.

В районе Обойской антиклинали присутствие апшерона с *Corbicula* и *Dreissensia* указывается С. Т. Гришиной. В 1952 г. апшерон обнаружен А. А. Али-Заде на западном погружении Кюрен-Дага.

Верхний апшерон на Челекене состоит из чередования песков и глин; он несогласно залегает на среднем апшероне и срезается осадками бакинского яруса. В основании верхнего апшерона залегает известняк-ракушечник (горизонт «п»), с *Didacnomya didacnoides* Andrus., *D. caucasica* Andrus., *Dreissensia polymorpha* Pall. (несколько разновидностей), *D. tortuosa* Andrus. и др.

На Монжуклы верхний апшерон, более полно представленный на западной периклинали, также состоит из чередования песков и глин, с редкими линзами и тонкими прослоями известняка-ракушечника. Он трансгрессивно залегает на среднем апшероне и несогласно покрывается отложениями бакинского яруса, которые местами залегают непосредственно на среднем подъярусе. Комплекс фауны верхнего апшерона Монжуклы существенно отличается от челекенского. Здесь появляется группа гирканий: *Hyrcania intermedia* Eichw., *H. paucintermedia* Andrus., *H. pluricostata* Sinz. и др., а также пресноводные формы *Anodonta*, *Limnaea*, *Planorbis*. Максимальная мощность верхнеапшеронских отложений 312 м.

На всей рассматриваемой площади в апшероне преобладают глины. Мощность и количество песчаных прослоев, а также крупность зерна песков закономерно увеличиваются с запада на восток и от нижних горизонтов к верхним.

Изменение типов осадков находится в полном соответствии с изменением фауны. Как правило, глинистые породы нижних горизонтов содержат гастроподы с тонкой и нежноскульптированной раковиной. Увеличение количества песчаных прослоев в верхних горизонтах, сопровождается появлением известняков-ракушечников, содержащих многочисленные крупные грубоскульптированные раковины пелеципод. Изменение в составе фауны с запада на восток выражается в обеднении видами, смене одних видов другими и появлении пресноводных форм. В наиболее восточных выходах количество пресноводных форм увеличивается и они встречаются уже в низких горизонтах разреза.

Смена акчагыльского морского бассейна апшеронским произошла спокойно, но с изменением солёности вод. На это указывают гибель морской акчагыльской фауны и появление фауны гастропод опресненного апшеронского бассейна. На фоне общего опреснения апшеронского бассейна в Прибалханском районе наблюдается еще опреснение местного порядка, связанное, повидимому, с поступлением с востока пресных вод. В течение апшеронского века происходило постепенно обмеление бассейна.

Перерыв между средним и нижним апшероном указывает на поднятие в конце нижнеапшеронского времени. Эти поднятия в начале среднеапшеронского времени сменились опусканиями, которые вызвали среднеапшеронскую трансгрессию. Возможно, что море в среднеапшеронское время занимало большую площадь, чем в начале апшеронского века. Доказательством такого предположения служит отсутствие нижнего апшерона в предгорьях Западного Копет-Дага и на Красноводском полуострове.

Перерывы в осадкоотложении отмечаются между средним и верхним подъярусами, а также между апшеронским и бакинским ярусами. Связаны ли эти перерывы с общими колебаниями Прикаспийской низменности или же их следует связывать с поднятиями отдельных структур, пока неясно.

Западный Копет-Даг

В Западном Копет-Даге неогеновые отложения развиты главным образом в синклинальных зонах и в области северных и западных предгорий. Они выражены как морскими, так и континентальными осадками. Морские отложения представлены чокракскими, караганскими и конк-

скими слоями и отложениями сарматского и акчагыльского, а в западных предгорьях Копет-Дага также апшеронского ярусов. Среди континентальных отложений выделяются две толщи, нижняя из которых накопилась в конце миоценового — начале плиоценового времени, а верхняя — в конце плиоценового времени.

Начало изучения неогеновых отложений Западного Копет-Дага было положено в 1913—1915 гг. Н. И. Андрусовым (1914) и А. Д. Нацким (1914, 1915а, б). Более полные сведения о характере отложений и их распространении на площади получены в результате исследований И. И. Никшича (1926в, 1931, 1932); В. В. Александрова (1932а, б), В. Н. Огнева (1933, 1938) и М. П. Сукачевой. Стратиграфия и фации неогеновых отложений изучались А. В. Дановым.

Морские миоценовые отложения

В Западном Копет-Даге развиты морские отложения среднего миоцена и сарматского яруса (рис. 45):

Средний миоцен. Чокракский горизонт. Чокракские отложения залегают на размытой поверхности палеогеновых (майкопских) отложений и представлены преимущественно чередованием рыхлых охристых песков, обычно с включениями мелкой гальки, а также песчаников, ракушечных и оолитовых известняков; известковистых и песчанистых глин; глины в некоторых разрезах играют преобладающую роль. В наиболее полных разрезах юго-западной части Копет-Дага мощность чокракских слоев достигает 33 м. Обычно она меньше указанной цифры и зависит от степени размывания, сопровождавшего караганскую трансгрессию. Из фауны встречаются *Ervilia praepodolica* Andrus., *Donax tarchanensis* Andrus. и др. Характер рассматриваемых отложений свидетельствует о том, что накопление их происходило в условиях мелководного бассейна и при непрекращавшихся пульсациях дна. К востоку от Кызыл-Арвата чокрак неизвестен (Огнев, 1938).

Караганский горизонт. На чокракских слоях с признаками размыва, а к востоку от Кызыл-Арвата прямо на палеогеновых отложениях залегают караганские отложения. Они представлены в Западном Копет-Даге в южных разрезах оолитовыми известняками, в северных — глинами, известковистыми песчаниками, известняками и мергелями, переслаивающимися с гипсами; последние местами получают значительное развитие (горы Диоджи у Кызыл-Арвата). Эти отложения достигают в Узекдагской синклинали максимальной мощности 173 м. К востоку и к югу отсюда они быстро уменьшаются в мощности; так, у аула Беурма (между ст. Бама и Арчман) они имеют мощность всего лишь 25 м и залегают на палеогеновых отложениях, отделяясь от последних пластом базального конгломерата толщиной 2 м; в южных разрезах (горы Кулмач, Яловач) мощность их не превышает 18 м. Фауна представлена *Spaniodontella pulchella* Vailly, *S. optisthodon* Andrus., *Sandbergertia* sp. и др.

Конкский горизонт. Отложения конкского горизонта пластуется с караганскими, а также с вышезалегающими сарматскими отложениями без видимых признаков несогласия. Они представлены в более северных разрезах песками, известковистыми и глинистыми песчаниками и известковистыми глинами или мергелями. Мощность их на горе Эзет достигает 65 м, к востоку уменьшается и у Кызыл-Арвата, по данным М. П. Сукачевой, не превышает 20 м. Уменьшение мощности наблюдается

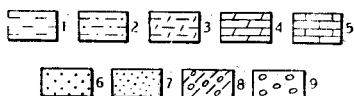
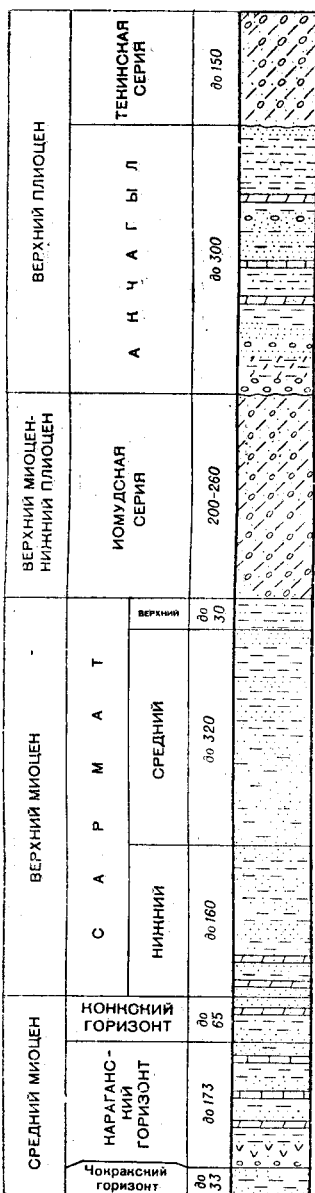


Рис. 45. Сводный разрез неогена Западного Копет-Дага (по А. В. Данову и М. П. Сукачевой)

1—глины; 2—песчанистые глины; 3—известковистые глины; 4—мергели; 5—известняки; 6—песчаники; 7—пески; 8—континентальные конгломерато-песчано-глинистые отложения; 9—конгломераты

также в южном направлении, причем в более южных разрезах конкский горизонт представлен, по данным В. П. Огнева (1933) и М. П. Сукачевой, плотными и оолитовыми известняками мощностью не более 14 м. По фауне выделяются внизу фоладовые слои, прослеживающиеся с большим постоянством, а выше — собственно конкские отложения.

Верхний миоцен. Сарматский ярус. В Западном Копет-Даге развиты отложения нижнего, среднего и верхнего сармата.

Нижний сармат сложен толщей мергелей, глин и песчаников с прослоями ракушечных известняков; мощность его до 160 м. В составе фауны преобладающее значение имеют *Maetra* ex gr. *eichwaldi* Lask., *Cardium praeplicatum* Hilb., *Cardium gracile* Pusch, *Erovlia dtsita* Eichw., *Syndesmya reflexa* Eichw., *Duplicata* sp., *Cerithium*, *Trochus*, *Bulla* и др.

Средний сармат представлен глинистыми песчаниками, песчанистыми и известковистыми глинами с прослоями оолитовых и ракушечных известняков; мощность его до 320 м. Присутствующая здесь фауна представлена преимущественно следующими формами: *Maetra vitaliana* Orb., *Cardium* ex gr. *fittoni* Orb., *Tapes* cf. *gregarius* Partsch, *Tapes* sp. nov., *Donax* sp., *Solen* cf. *subfragilis* Eichw., *Trochidae* и др.

Верхний сармат представлен небольшой толщей (20—30 м) красно-бурых глинистых песчаников и песчанистых глин. Заключенная в этой толще фауна (*Maetra naviculata* Vaily, *M. praecaspta* Koles. и др.) указывает на принадлежность ее к самым низам верхнего сармата.

Континентальные отложения верхнего миоцена—нижнего плиоцена (иомудская серия)

Фаунистически охарактеризованные верхнесарматские отложения согласно покрываются толщей красноцветных пород, лишенных фауны (см. рис. 45), Эта толща состоит из красновато- и серовато-бурых песчаников и песчанистых глин, среди которых имеется несколько горизонтов конгломерата. Мощность толщи в северных предгорьях Копет-Дага у Кызыл-Арвата достигает 200—260 м. Покрывается она здесь с резким угловым несогласием акчагыльскими отложениями. К востоку от Кызыл-Арвата мощность иомудской континентальной серии сильно возрастает, достигая, согласно данным И. И. Никшича (1926в), у аула Беурма 850 м. Более подробно эти отложения описываются при рассмотрении разрезов Центрального Копет-Дага.

Морские отложения верхнего плиоцена

Акчагыльский ярус. Акчагыльские отложения в Западном Копет-Даге пользуются широким распространением, залегая трансгрессивно на различных отложениях от меловых до иомудской континентальной серии включительно (см. рис. 45). В основании их прослеживается базальный конгломерат мощностью от 1,5 до 15 м, состоящий из галек меловых, палеогеновых и миоценовых пород. Мощность акчагыльских слоев достигает 270—300 м. Строение акчагыльской толщи указывает на значительные изменения условий во время ее отложения. Преобладающую роль в составе акчагыльских отложений играют песчаники и песча-

нистые глины, заключающие прослой песчанистых ракушечных известняков и песчанистых мергелей. Значительное развитие местами получают также мергели и раковинные известняки.

Необходимо отметить присутствие в ряде разрезов Западного Копет-Дага прослоев конгломерата как в нижней, так и в верхней части акчагыльских отложений. В восточной части Узекдагской синклинали в составе акчагыльских отложений присутствуют залежи каменной соли, тенардита и мирабилита. В западном окончании Копет-Дага акчагыльские отложения представлены преимущественно глинами, в нижней части известковистыми и переслаивающимися с мергелями и известняками, а в верхней — песчанистыми, заключающими прослой ракушечного известняка.

Акчагыльские отложения в Западном Копет-Даге (как и на Красноводском полуострове) на основании литологических и фаунистических данных могут быть подразделены, согласно В. П. Колесникову (1940в), на три подъяруса: а) нижний акчагыл состоит в основном из глин, песчанистых мергелей и песчаников с прослоями ракушечников, заключающих *Avimactra karabugastica* Andrus., *A. subcaspia* Andrus., *Cardium* ex gr. *dombra* Andrus., *Cardium (Avicardium) karelini* Andrus. и др.; б) средний акчагыл состоит из песчанистых глин, песчаников и ракушечников с более богатой и разнообразной фауной: *Avimactra subcaspia* Andrus., *A. karabugastica* Andrus., *Cardium* ex gr. *dombra* Andrus., *Cardium (Avicardium) ex gr. radiferum* Andrus., *C. (A) jumudicum* Andrus., *Potamides caspius* Andrus. и др.; в) верхний акчагыл состоит из красноцветных песчаников и песчанистых глин и мергелей с дрейссенсидами и мелкими кардидами.

К востоку мощность акчагыльских отложений значительно уменьшается. Однако и в крайних известных восточных выходах (у ст. Арчман) она составляет, по данным И. И. Никшича (1926в), около 80 м. Восточная граница распространения акчагыльских отложений находилась, вероятно, несколько дальше указанного пункта.

Апшеронский ярус. Апшеронские отложения развиты лишь в крайних западных предгорьях Копет-Дага, где они впервые были обнаружены в 1945 г. П. В. Федоровым (1946 г) в ущелье Кемен-Дере и в 1946 г. А. В. Дановым на западном погружении Аладагской складки. В последнее время они прослежены А. А. Али-Заде вдоль северо-западного крыла Данатинской и на западном погружении Кюрендагской антиклиналей. Характеристика этих отложений дана выше, при описании неогена Прикаспийской низменности.

Континентальные отложения верхнего плиоцена (текинская серия)

В ряде разрезов Западного Копет-Дага морские отложения акчагыла покрываются (во многих случаях без видимых признаков несогласия) толщей конгломератов, песчаников и песчанистых глин (см. рис. 45). Эта толща дислоцирована в Западном Копет-Даге, как и подстилающие ее акчагыльские слои. Мощность ее в Узек-Даге достигает 128 м. В Западном Копет-Даге нижний возрастной предел толщи определяется залеганием ее на акчагыльских отложениях; верхний возрастной предел рассматриваемой толщи установить значительно труднее. Исходя из анализа палеогеографических данных, с наибольшей вероятностью можно считать, что текинская континентальная серия соответствует верхнему плиоцену.

(апшеронскому ярусу), но частично, быть может, включает и нижнечетвертичные отложения.

Центральный и Восточный Копет-Даг

В Копет-Даге к востоку от меридиана $57^{\circ}20'$ морские акчагыльские отложения, а несколько дальше к востоку, примерно между меридианами 58° и $58^{\circ}30'$, также и миоценовые морские отложения полностью замещаются континентальными осадками неогена. Последние представлены здесь тремя толщами, разделенными угловыми несогласиями: а) карагауданской свитой; б) иомудской серией и в) текинской серией.

Континентальные отложения олигоцена и нижнего и частично среднего миоцена (карагауданская свита)

В Центральном Копет-Даге между отложениями палеогена (актепинскими слоями) и среднего миоцена залегает толща красно-бурых мелкогалечных и гравийных конгломератов, чередующихся с серыми косослоистыми песчаниками и бурыми песчанистыми глинами. Она появляется примерно на меридиане $57^{\circ}20'$ и прослеживается отсюда до восточного окончания Копет-Дага.

Эта толща, выделенная А. В. Дановым в 1931 г. под названием карагауданской свиты, соответствует частично олигоцену, полностью нижнему миоцену и, возможно, частично среднему миоцену. Она залегает в Центральном Копет-Даге на подстилающих ее актепинских слоях без видимых признаков несогласия.

В самых западных выходах (до меридиана 58°) она покрывается без признаков несогласия морскими отложениями среднего миоцена. В более восточных выходах в Центральном Копет-Даге и далее на восток в Гяурской антиклинали и в Восточном Копет-Даге эта свита отделяется от покрывающей ее иомудской континентальной серии угловым несогласием. Угловым несогласием отделяется она и от подстилающих ее морских отложений палеогена, насколько позволяют судить об этом наблюдения П. И. Калугина (Калугин, Кунин и др., 1946).

Мощность описываемой свиты, составляющая в западных ее выходах между ст. Бахарден и Геок-Тепе (в Актепинской и Келятинской грядах) около 200 м, к востоку значительно увеличивается, достигая максимальной величины около 440 м в Карагауданской гряде, принадлежащей к Гяурской антиклинали. Здесь наряду с указанными выше породами значительное участие в строении карагауданской свиты принимают красновато-бурые гипсоносные песчанистые глины.

В Восточном Копет-Даге мощность описываемой свиты составляет, по данным П. И. Калугина, около 300 м. Сложена она красно-бурыми глинистыми песчаниками и конгломератами.

Морские миоценовые отложения

Средний миоцен. Крайним восточным пунктом, до которого распространены караганские и конкские отложения в Копет-Даге, обычно считается аул Беурма, расположенный несколько западнее ст. Арчмаи (Огнев, 1938). Наблюдения А. В. Данова в 1937 г. показали, однако, что эти слои распространяются дальше к востоку, причем крайняя восточ-

ная граница их распространения находится, повидимому, в Келятинской гряде (восточнее Бахардена). Здесь, так же как и в соседней более западной Актепинской гряде, они представлены небольшой толщей (мощностью около 15 м) мелкогалечных и гравийных конгломератов, заключающей тонкие прослои доломитизированных известняков, а в верхней части также прослои известковистых глин. Залегает эта толща между карагауданской свитой и нижним сарматом.

Присутствующая в описываемых слоях фауна указывает на конкретный возраст верхней их части. Тонкие прослои доломитизированного известняка в нижней части описываемой толщи заключают фауну караганского облика, к сожалению, недостаточно характерную (преимущественно гастроподы). Характер рассматриваемых отложений указывает на то, что они являются прибрежными образованиями.

Верхний миоцен. Сарматский ярус. Выше среднемиоценовых слоев в Келятинской гряде обнажается мощная толща сарматских отложений, представленная чередованием ракушечных известняков, мергелей, известковистых глин и песчаников. Заключенная в описываемых слоях фауна свидетельствует о присутствии нижнего, среднего и, возможно, также низов верхнего сармата. Мощность этих слоев составляет здесь около 400 м.

В соседней Актепинской гряде строение описываемых слоев сильно изменяется. Их нижняя часть, подстилающаяся конкскими слоями, состоит из чередующихся косослоистых песчаников и мелкогалечных конгломератов. Мощность этой толщи около 140 м. Фауны в ней не обнаружено. Залегающие выше этой толщи слои, охарактеризованные присутствием фауны, имеют мощность всего около 8 м. Они представлены зеленатыми известковистыми глинами и мергелями, заключающими фауну нижнего сармата.

Выше снова следует толща чередующихся серых косослоистых песчаников и мелкогалечных конгломератов, лишенная фауны. Мощность ее около 100 м. На ней со следами размывания (не вполне отчетливыми) залегают толща крупногалечных и валунных конгломератов и косослоистых песчаников, принадлежащая к иомудской континентальной серии. Весьма вероятно, что к той же серии следует отнести и нижезалегающую 100-метровую толщу песчаников и конгломератов, покрывающую слои с нижнесарматской фауной.

Наблюдаемое резкое изменение мощности и фациального состава сарматских отложений в двух соседних грядах Центрального Копет-Дага — Келятинской и Актепинской — объясняется следующим образом. Оба эти участка были расположены в Прикопетдагской депрессии, примыкавшей с севера к формировавшейся Туркмено-Хорасанской горной системе и представлявшей в послепалеогеновую эпоху зону интенсивных проявлений колебательных движений, а в послесарматское — также и складкообразования. Однако, в то время как на участке, соответствующем Келятинской гряде, морской режим продержался в течение почти всего сарматского века, вплоть до начавшейся общей регрессии сарматского моря в начале верхнего сармата, в Актепинской гряде имела место лишь кратковременная ингрессия сарматского моря в конце нижнесарматского времени. Впрочем, не исключено, что в составе толщи, подстилающей в Актепинской гряде слои с сарматской фауной, а также и в вышезалегающей 100-метровой толще могут присутствовать прибрежные образования сарматского моря.

Континентальные отложения верхнего миоцена—нижнего плиоцена (иомудская серия)

В разрезах Центрального Копет-Дага морские сарматские отложения покрываются мощной толщей конгломератов, переслаивающихся с серыми и рыжеватыми косослоистыми песчаниками. Эта толща известна как «свита надсарматских конгломератов» И. И. Никшича (1926б, в) или «казганчайская свита» П. И. Калугина (Калугин, Кунин и др., 1946в). В составе обломочного материала конгломератов главную роль играют гальки и валуны из окатанных обломков нижнемеловых (неокомских, аптских и др.) пород.

В нижней части толщи прослой и пачки мелкогалечных и крупногалечных конгломератов встречаются примерно в равном количестве. В верхней половине толщи степень окатанности обломочного материала уменьшается и появляются пачки и отдельные прослой, состоящие преимущественно из малоокатанных валунов и гальки, а в самой верхней части толщи встречаются прослой конгломерата из валунов и глыб неокомских известняков. Суммарная мощность описываемой толщи составляет в наиболее полных ее разрезах (в Актепинской и Келятинской грядах) свыше 1000 м. К западу она уменьшается до 850 м в районе Арчмана.

В разрезах Гяурской антиклинали и Восточного Копет-Дага (к востоку от меридианов 58° — $58^{\circ}30'$), где морские миоценовые отложения отсутствуют, описываемые континентальные отложения с угловым несогласием лежат на карагауданской континентальной серии. Представлены они теми же конгломератами и песчаниками, что и в Центральном Копет-Даге. Мощность их здесь изменяется от 350 до 700 м.

Морские отложения верхнего плиоцена

Отложения акчагыльского яруса известны лишь в самой западной части, у ст. Арчман, где отмечаются их крайние восточные выходы (Никшич, 1926в; Огнев, 1938). Представлены они здесь пестроокрашенными песчано-мергельными породами, заключающими характерную акчагыльскую фауну (*Cardium ex gr. dombra* A n d g u s. и др.). Эти отложения подстилаются иомудской континентальной серией. Последняя дальше к востоку, повидимому, имеет в своем составе континентальные эквиваленты акчагыла. Береговая линия акчагыльского моря, судя по имеющимся данным, дальше меридиана $57^{\circ}21'$ к востоку не заходила.

Континентальные отложения верхнего плиоцена (текинская серия)

Верхнеплиоценовые континентальные отложения пользуются широким распространением в Центральном и Восточном Копет-Даге, достигая наиболее значительной мощности (140—200 м) в грядах, примыкающих с севера к Передовой цепи Копет-Дага. Они выделены здесь И. И. Никшичем под названием надакчагыльских конгломератов (1926б, в), а позднее П. И. Калугин предложил для нее название кешинбаирской свиты (Калугин, Кунин и др., 1946). В составе этих отложений главную роль играют продукты пролювиального сноса и аллювиальные образования.

Согласно наблюдениям П. И. Калугина, рассматриваемая серия в наиболее полных разрезах характеризуется развитием в нижней ее части галечников и конгломератов, а в верхней — песчанистых глин

и суглинков. К востоку от границ распространения акчагыльских отложений текинская континентальная серия несогласно перекрывает более древние толщи, в том числе и иомудскую континентальную серию.

Бадхыз и Юго-Восточные Каракумы

В пределах Бадхыза и Юго-Восточных Каракумов морские неогеновые отложения, так же, как, повидимому, и морские отложения олигоцена, отсутствуют. Широким распространением здесь пользуются континентальные образования. Обнажаясь широкой полосой в междуречье Гери-Руда и Мургаба, они протягиваются отсюда под покровом четвертичных образований (песков) до долины Аму-Дарьи, где сливаются с аналогичными образованиями, распространенными в Бухарской области, в Юго-Западных Кызылкумах и в Северных Каракумах. Рассматриваемые отложения представлены в междуречье Гери-Руда и Мургаба преимущественно красноватыми косослоистыми песчаниками с прослоями конгломератов; песчаники содержат местами мелкие известковистые стяжения.

Описываемая толща залегает несогласно на различных горизонтах палеогена и местами, где палеоген смыт, на верхнемеловых слоях. Мощность толщи достигает 350 м, но к востоку, повидимому, уменьшается, судя по наблюдавшимся А. В. Дановым в долине Аму-Дарьи разрезам. Она уменьшается и в северном направлении; так, в разрезах Северных Каракумов мощность континентальной серии неогена составляет не более 80—100 м. В. Н. Огнев (1932) отмечает, что по направлению к югу (т. е. к горной системе Паропамиза) состав толщи изменяется и конгломератовые прослои увеличиваются в мощности, к северу же они быстро исчезают.

Таким образом, можно заключить, что накопление описываемой континентальной толщи было связано в значительной степени, если не полностью, со сносом обломочного материала с северных склонов Паропамиза.

Отмечая слабую дислоцированность континентальной толщи и несогласное залегание ее на палеогеновых отложениях, В. Н. Огнев (1932) приписывает этой толще возраст не ниже акчагыльского и считает, что аналогов миоцена здесь нет. Ни с тем, ни с другим утверждениями согласиться нельзя. Непосредственно прослеживаемая связь описанных В. Н. Огневом континентальных отложений Бадхыза и Юго-Восточных Каракумов с аналогичными отложениями Юго-Западных Кызылкумов и Заунгузских Каракумов, так же как и имеющиеся палеогеографические данные, свидетельствует о том, что время образования этих отложений определяется в более широких пределах. Неполнота имеющихся данных относительно строения и изменения состава рассматриваемой толщи для всей области Бадхыза и Юго-Восточных Каракумов в целом, а также невыясненность соотношений ее с континентальными отложениями, представленными в Копет-Даге, затрудняют решение вопроса о том, представлены ли здесь аналоги всех трех континентальных серий Копет-Дага или только части из них.

Вполне вероятно, что в составе неогеновых континентальных отложений Бадхыза и Юго-Восточных Каракумов присутствуют как континентальные отложения верхнего миоцена — нижнего плиоцена, так и более поздние континентальные образования верхнего плиоцена. Вопрос

о нахождении здесь континентальных аналогов олигоцена — нижнего миоцена остается открытым¹.

Северные Каракумы и долина Аму-Дарьи

Большую площадь занимают выходы неогеновых отложений в Северных Каракумах. В составе неогеновых отложений здесь известны как континентальные, так и морские образования; последние представлены конкскими и сарматскими слоями. Они развиты лишь в западной части района, а к востоку полностью замещаются континентальными образованиями.

Первые сведения о неогеновых отложениях Северных Каракумов имеются в работах А. М. Коншина (1883, 1885а, 1889) и В. А. Обручева (1890). Более полное представление о них получено в результате исследований А. Д. Нацкого (1926), А. Д. Архангельского (1931), А. В. Данова (1931), А. Ф. Соседко (1930) и Б. А. Федоровича (1934в). Ряд новых данных по этим отложениям получен в результате исследований Б. А. Петрушевского (1937в) и Н. П. Луппова (1945б, в, 1946а).

Морские миоценовые отложения

Средний миоцен. Конкский горизонт. По юго-западной окраине Северных Каракумов выходы конкских отложений обнаружены А. В. Дановым в 1928 г. по Унгузу, на участке между кырами Бурунгур и Ахмет-Джунба, к северо-западу от серного бугра Зеагли, где они приурочены к наиболее пониженным впадинам. По наблюдениям А. В. Данова, обнажающаяся здесь самая верхняя часть конкских слоев мощностью не более 1,5—2 м представлена серыми гипсоносными глинами и глинистыми гипсами с тонкими прослоями песчанистого мергеля, переполненного раковинками *Ervilla trigonula* Sokl. Полная мощность этих отложений и строение их нижней части остаются неизвестными.

В разрезе буровой скважины, пройденной на серном бугре Зеагли, Н. П. Луппов (1945в) относит к среднему миоцену небольшую толщу (21,6 м) серых тонкозернистых песчаников, подстилающую сарматские отложения и залегающую на глинах турона. Среднемиоценовый, точнее конкский, возраст этих слоев представляется наиболее вероятным.

Сопоставление этих данных с данными по строению конкских отложений в более северных районах в области Куяндарьинской равнины и Юго-Восточного Устюрта показывает, что в пределах Северных Каракумов находилась прибрежная зона мелководного конкского моря с большими заливами и бухточками, вдававшимися в сильно сглаженную предшествующей денудацией прибрежную полосу кызылкумской суши, которая ограничивала конкский бассейн с востока.

Верхний миоцен. Сарматский ярус. Конкские слои в районе Серных бугров и по Унгузу сменяются сверху сарматскими отложениями, относящимися к нижнему сармату. Они сложены, по А. В. Данову (1931), преимущественно оливково-зелеными и серыми известковистыми глинами, местами гипсоносными, заключающими прослой мергелей, песчанистых известняков и тонкозернистых песчаников. Кверху наблюдается

¹ На геологической карте Туркменской ССР, приложенной к тому, континентальные отложения Бадхыза и Юго-Восточных Каракумов показаны как целиком неогеновые, поскольку наличие в их составе аналогов карагауданской свиты Копет-Дага представляется маловероятным. — *Прим. ред.*

обогащение этой толщи гипсом (чередование тонких прослоев гипсов и гипсоносных глин). Мощность нижнесарматских отложений в районе Заегли около 35 м; к западу она, повидимому, несколько увеличивается, в связи с чем по западной окраине Северных Каракумов можно ожидать появления также нижней части среднего сармата, присутствие которого установлено по верхнему Узбою и на Эшеканкренкыре.

Континентальные и лагуно-терригенные (?) неогеновые отложения

Нижнесарматские отложения в районе Серных бугров и в прилегающей части Северных Каракумов покрываются толщей рыжеватых и серых песчаников с прослоями и линзами пестроокрашенных глин и гипсов и выклинивающимися прослоями конгломератов. К этой толще приурочены Каракумские месторождения серы. С зоной окисления серных залежей связан комплекс своеобразно измененных пород. Общая мощность толщи достигает 60 м.

Эта толща известна под названием заунгузской свиты¹ (Соседко, 1930). В нижней своей части она сложена, повидимому, лагуно-терригенными, а выше — континентальными образованиями. Эти отложения сопоставляются А. В. Дановым с иомудской континентальной серией Колет-Дага и Красноводского полуострова².

Присутствие аналогичных отложений отмечается также к западу от верховьев Узбая, в Учтаганском синклинальном прогибе, расположенном между южными отрогами Устюрта — Капланкыром и Челюнкыром. Они здесь обнаружены впервые в 1934 г. Б. А. Федоровичем и позднее наблюдались Э. М. Мурзаевым (1940в).

К востоку от меридиана развалин Шах-Сенем по северной окраине Северных Каракумов морские миоценовые отложения, согласно наблюдениям А. Д. Архангельского (1931), сменяются в горизонтальном направлении толщей красноватых глин и желтых песков с прослоями песчаников и известковыми сростками, продолжающейся отсюда до Аму-Дарьи и дальше к востоку. Этой толще А. Д. Архангельский приписывает континентальное происхождение. Как показывают наблюдения А. В. Данова, по южной окраине Северных Каракумов, к востоку от меридиана 60°, морские миоценовые отложения также замещаются толщей континентальных отложений, продолжающейся до Аму-Дарьи.

В восточной части Северных Каракумов описываемые континентальные образования лежат на размытой поверхности палеогеновых и верхнемеловых слоев, собранных в пологие складки, обнаруживая сами признаки позднейших тектонических воздействий, выраженных, однако, в слабой степени. Отсюда описываемая континентальная серия широко распространяется вдоль Аму-Дарьи и на восток в Юго-Западные Кызыл-

¹ Эти отложения названы А. В. Дановым в 1931 г. каракумской свитой. Однако в настоящее время название каракумская свита укоренилось за нижнечетвертичными аллювиальными отложениями Низменных Каракумов. — *Прим. ред.*

² Вопрос о возрасте заунгузской (каракумской, по А. В. Данову) свиты является предметом полемики. Б. А. Петрушевским (1937в) и позднее Н. П. Лупповым (1946а) установлено залегание ее на размытой поверхности сарматских и более древних отложений, на основании чего эта свита была отнесена к плиоцену (Б. А. Петрушевским — к верхнему плиоцену). Позднее А. А. Ямнов и В. Н. Кунин (1953) высказали точку зрения о синхронности этой свиты акчагыльскому ярусу. Однако в последнее время получены данные (В. П. Петров, Н. П. Луппов и др.), свидетельствующие о том, что эта свита древнее акчагыла и время ее образования отделяется от начала акчагыльской трансгрессии эпохой размыва и формирования рельефа. — *Прим. ред.*

кумы. Мощность рассматриваемых отложений по восточной окраине Северных Каракумов сильно изменяется, находясь в зависимости как от степени последующего их размывания, так, вероятно, и от условий первоначального накопления; в наиболее полных разрезах она достигает 60—100 м.

Описываемые отложения сложены серыми, светлобурыми и красноватыми песками (обычно косослоистыми или перекрестно-слоистыми), песчанистыми и известковистыми глинами и суглинками, конгломератами и брекчиями из обломков известняков, песчаников, мергелей и верхнемеловых ракушечников, пластующимися чрезвычайно беспорядочно. Рассматриваемые отложения плохо выдерживаются как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении, выклиниваясь, замещаясь, срезая подстилающие пласты и срезаясь, в свою очередь, покрывающими пластами, меняя свой состав и окраску на небольших протяжениях.

Наблюдения А. Д. Архангельского (1931) и А. В. Данова над строением рассматриваемой континентальной серии в наиболее полных ее разрезах по нижнему течению Аму-Дарьи указывают на возможность присутствия в ее составе двух толщ. Так, согласно данным А. Д. Архангельского (1931), на правом берегу Аму-Дарьи между Базарган-Тугаем и Тюя-Муюном рассматриваемая серия состоит из нижней толщи — неправильнослоистых глин, мергелей, песков, песчаников — и верхней толщи — красноватых и бурых железистых грубых песчаников с прослоями и линзами конгломерата из плохо окатанных обломков мергелей и известняков. Граница между двумя этими толщами, как указывает А. Д. Архангельский, очень резкая, неровная.

Такое же соотношение между верхней и нижней частями описываемой серии наблюдалось А. В. Дановым в 1931 и 1945 гг. на соседнем участке по левому берегу Аму-Дарьи между Дарганата и Данишером. Здесь, однако, верхняя часть рассматриваемой серии, значительно отличающаяся по своему составу от верхней толщи, выделяемой А. Д. Архангельским, не может быть сопоставлена с достаточной уверенностью с последней. Что касается границы размывания, отделяющей верхнюю часть описываемой серии от нижней, то местами она выражена вполне отчетливо, местами же сильно маскируется благодаря отмеченным выше особенностям строения этой серии.

Отражают ли указанные соотношения между верхней и нижней частями этой серии региональные изменения условий седиментации или они являются отражением лишь чисто локальных условий, остается невыясненным¹.

По возрасту рассматриваемые континентальные отложения в основном относятся к неогену и, повидимому, являются аналогами как морских конкских и сарматских отложений западной части Северных Каракумов, так и покрывающей их толщи песчаников заунгузской свиты и соответствуют иомудской континентальной серии.

Вопрос о присутствии здесь континентальных аналогов олигоцена — нижнего миоцена остается не вполне ясным, так как имеются основания предполагать, что они могли быть полностью уничтожены денудацией

¹ Попытки расчленения континентальных отложений Северных Каракумов были сделаны также Н. П. Лупповым (1946а) для северо-западной их окраины и А. И. Смолко (1946) и А. А. Ямновым (1948) для приамударьинской их части и прилегающих участков правобережья Аму-Дарьи. Наличие существенных разногласий между точками зрения разных авторов не позволяет считать этот вопрос разрешенным. — *Прим. ред.*

к началу среднемиоценового времени. Не исключена, однако, возможность их сохранения в синклиналильных складках.

Гаурдак-Кугитангский район

В пределах Гаурдак-Кугитангского района континентальные отложения олигоцена—неогена благодаря интенсивному их размыванию сохранились лишь в крупных синклиналильных понижениях (Мукринская и Актагская синклинали), окаймляющих с северо-запада и юго-востока систему антиклиналильных поднятий Гаурдака—Тюбегатана и Кугитангтау. Подстилаются они здесь морскими, повидимому верхнеоценовыми, отложениями.

К сожалению, изучение континентальных неогеновых отложений затрудняется значительным развитием в районе Мукринской синклинали четвертичных покровных образований. Обнажающаяся здесь самая нижняя часть этих отложений представлена красными песчанистыми, частью гипсоносными глинами с прослоями песчаников. Выше, судя по отдельным обнажениям, следуют кирпично-красные и красно-бурые, иногда с пятнистой окраской песчаники. Выше последних разрез скрыт покровными образованиями.

Со значительно большей полнотой рассматриваемые отложения представлены восточнее границы Туркменской ССР, на территории Южного Узбекистана и Юго-Западного Таджикистана, где они изучались А. Р. Бурачком и М. Г. Барковской.

Отмеченные выше отложения Гаурдак-Кугитангского района соответствуют двум нижним свитам третичной континентальной серии, выделенным М. Г. Барковской (1940) для западной части Сурхандарьинской депрессии: свите красных глин и алевролитов и свите красных грубослоистых песчаников и, может быть, частично вышележащей первой переходной свите.

Вероятным аналогом этих отложений в Копет-Даге является карагауданская свита, а частично, может быть, и подстилающие ее актепинские слои. Иомудской и текинской сериям Копет-Дага, повидимому, соответствуют более молодые отложения Сурхандарьинской депрессии, аналоги которых в пределах Гаурдак-Кугитангского района отсутствуют или скрыты под покровными образованиями.

Палеогеографические условия территории в неогеновую эпоху

Реконструкция палеогеографических условий конца олигоценового—начала миоценового времени, когда произошла инверсия Копетдагской геосинклиналильной зоны, чрезвычайно затруднительна вследствие недостатка имеющихся фактических данных как для территории Туркмении, так и для соседних областей.

Вопрос о наличии морских нижнемиоценовых отложений на территории Туркмении еще не разрешен. Не исключена возможность, что к нижнему миоцену могут относиться верхние горизонты майкопской свиты в Западном Копет-Даге и, следовательно, можно предполагать, что кавказское нижнемиоценовое море распространялось в западную часть Прикопетдагской депрессии.

Территория, расположенная к северу от Копетдагской геосинклинали, с олигоцена и до начала среднемиоценовой трансгрессии, повиди-

тому, оставалась сушей. Морские нижнемиоценовые отложения появляются лишь по северной окраине Устюрта. Южная береговая линия нижнемиоценового моря, покрывавшего Северный Устюрт и Приаралье, не ясна¹. В Центральном и Восточном Копет-Даге и в области юго-западных отрогов Гиссарского хребта (Гаурдак-Кугитангский район) нижнемиоценовые отложения представлены континентальными (частично, возможно, лагунно-терригенными) образованиями.

Присутствие тарханских слоев на территории Туркмении также еще окончательно не установлено. Следует отметить, что если тарханское море и проникало в пределы Туркмении, то недалеко на восток, ограничиваясь лишь западной частью Копетдагской депрессии и Красноводским полуостровом.

Начиная с чокракского времени наблюдается последовательное развитие трансгрессии миоценового морского бассейна, достигшей своего максимума в нижнесарматское время. Мелководное чокракское море вторглось в пределы Туркмении с запада. Оно образовало здесь, по В. П. Колесникову (1936а), два глубоко вдававшихся в сушу залива — Устюртский и Туркменский (точнее Западнокопетдагский). Эти два залива были разделены полосой суши, названной В. П. Колесниковым Туаркырским полуостровом. Северо-восточная оконечность полуострова была образована Туаркырской складчатой системой, а юго-западная — системой Большого Балхана. Между ними располагался небольшой и широко открывавшийся к северо-западу Красноводский залив.

Следует отметить, что в Западном Копет-Даге береговая линия чокракского моря проходила, повидимому, несколько западнее, чем это показывает В. П. Колесников. Возможно, что несколько меньшие размеры имел и Устюртский залив этого моря.

Чокракское море имело небольшие глубины, на что указывает характер отложений (песчаники, глины, мшанковые, раковинные и песчанистые известняки, часто с включениями гальки), а также присутствующая в них фауна. Благодаря непрекращавшимся пульсациям дна условия накопления осадков характеризуются большой динамичностью, что наиболее ярко отражено в составе осадков Западно-Копетдагского залива. В Устюртском заливе, сообщение которого с открытым морем было затруднено вследствие наличия больших полуостровов — Южно-Мангышлакского и Туаркырекого, отлагались преимущественно гипсы. К концу чокракского времени наблюдается некоторое сокращение площади как Устюртского, так и Западно-Копетдагского заливов.

Начало караганского времени сопровождалось новой трансгрессией. Караганское море распространилось в Прикопетдагской депрессии значительно дальше к юго-востоку, нежели чокракское, достигнув Арчмана и, повидимому, даже Келяты. В Устюртско-Каракумской области оно также несколько продвинулось к востоку, перекрыв границы чокракской трансгрессии. Караганское море в целом представляло собой замкнутый и значительно опресненный (?) бассейн, населенный весьма своеобразной фауной (*Spaniodontella*, *Barnea*, *Mohrensternia*).

В пределах Туркмении караганская трансгрессия, перекрыв площади, покрывавшиеся чокракским морем, и вторгшись в Устюртский залив, не могла все же, как правильно указывает В. П. Колесников (1936а), «нарушить некоторой его обособленности и связанного с ней режима,

¹ Находки нижнемиоценовой фауны в области Кунядарьинской равнины показывают, что море в нижнемиоценовое время распространялось и на северную окраину Туркмении. — *Прим. ред.*

благоприятствующего отложению гипсов». Это обособленное положение Устюртского залива было связано с существованием на северо-западе Южно-Мангышлакского полуострова, превратившегося, по мнению указанного автора, к концу караганского времени в остров, и на юго-западе — Балхано-Туаркырского участка суши, который или оставался полуостровом, или тоже превратился в остров.

Западно-Копетдагский залив, как можно судить по составу его отложений и присутствующей в них фауне, имел на западе широкое сообщение с морем. Временами, однако, и здесь создавались условия, благоприятные для образования гипсов. Можно ли рассматривать это как свидетельство влияния соседнего Устюртского залива или осаждение гипсов вызывалось местными колебаниями условий осаждения (например, обособлением окраинных бухт и т. п.), остается неясным.

На Краснодарском полуострове караганское море образовало широкий мелководный залив, соединившийся на востоке с Устюртским. Его береговая линия проходила вдоль северо-западной окраины Балхано-Туаркырской горной системы. В составе отложений наряду с мергелями и известняками (часто оолитовыми) значительную роль играют гипсы. Влияние условий, существовавших в соседнем Устюртском заливе, на осаждение здесь гипсов, как это считает В. П. Колесников (1936а), является вполне вероятным.

Почти повсеместное (в том числе и в западной части Устюртского залива) массовое появление фолад, а местами также мелких эрвий на границе караганских и конкских слоев указывает на значительные изменения биономических условий в конце караганского времени. Причину этих изменений можно видеть в повышении солености вод караганского моря в конце его существования, что, вероятно, было связано с началом конкской трансгрессии. Об этом свидетельствует тот факт, что фоладовые слои в Центральном Копет-Даге распространены далее к востоку, чем подстилающие их слои со *Spaniodontella*.

Дальнейшее осолонение морского бассейна, являвшееся, повидимому, результатом установившегося кратковременного сообщения с расположенным на юге (в пределах Ирана) морским бассейном нормальной солености, повлекло за собой появление крупных представителей конкской фауны моллюсков в восточной части конкского морского бассейна, покрывавшего территорию Туркмении. Это сообщение, вероятнее всего, осуществлялось вдоль юго-восточной окраины Эльбурской складчатой системы. Восточная граница бассейна при этом почти не изменилась.

К началу сарматского века связь с морем нормальной солености совершенно утратилась, и сарматский морской бассейн, как известно, в продолжение всего своего существования оставался обособленным и замкнутым. В пределах Туркмении находилась окраинная восточная его часть. Следует отметить, что, в отличие от чрезвычайно колеблющихся условий накопления осадков в конкское время, в нижнесарматское время в рассматриваемой части морского бассейна условия седиментации были более стабильны. Нижнесарматскому времени соответствует максимальное развитие миоценовой трансгрессии.

В пределах Устюрта нижнесарматское море распространялось вплоть до западных берегов современной Аральской впадины. Южнее граница нижнесарматского бассейна, повидимому, располагалась лишь немного восточнее границы конкского моря.

Нижнесарматские отложения, развитые в пределах Устюрта и Северных Каракумов, характеризуются значительным однообразием своего

состава и заключенной в них фауны — это мергели и глины, частично гипсоносные, а также известняки с фауной эрвильей, мактр и кардиумов. Как характер самих отложений, так и заключенная в них фауна свидетельствуют о том, что накопление их было связано с широкой мелководной полосой.

В Прикопетдагской депрессии нижнесарматское море распространялось на восток приблизительно до меридианов 58° — $58^{\circ}30'$. В этих же границах находилась, видимо, береговая линия нижнесарматского моря и в Центральных Каракумах.

Состав отложений нижнего сармата в Прикопетдагской депрессии, как и в связанной с ней Предэльбурской депрессии, показывает значительные отличия от отложений, развитых в пределах Устюртско-Каракумской области. Здесь преимущественное участие в строении нижнесарматских отложений принимают мергельно-глинистые и известняково-мергельно-глинистые отложения. Необходимо отметить значительную мощность этих отложений, что указывает на возобновившееся в начале сарматского времени прогибание Прикопетдагской депрессии. Другой особенностью копетдагского нижнего сармата является присутствие в составе его фауны наряду со значительным количеством местных форм также форм, свойственных южной зоне сарматского морского бассейна, — довольно многочисленных церитов.

В среднесарматское время юго-восточный участок сарматского морского бассейна характеризовался начавшимся сокращением и обмелением моря — его постепенной регрессией, что находилось в связи с возобновившимися восходящими движениями в Прикопетдагской депрессии, в свою очередь связанными с орогеническими процессами в прилегающих частях Туркмено-Хорасанской горной системы. На это указывают как наблюдаемое распространение отложений среднего сармата, так и их характер.

В Прикопетдагской депрессии развиты преимущественно песчаники, песчанистые глины и песчанистые ракушечные известняки, местами со включениями гальки и с прослоями конгломерата, отлагавшиеся в окраинной прибрежно-мелководной части морского бассейна, подверженной частым пульсациям дна и перемещениям береговой линии. Значительная мощность этих отложений (до 320 м в Западном Копет-Даге) указывает на накопление осадков в прогибающейся депрессии.

В Центральных Каракумах фаунистически охарактеризованные отложения среднего сармата неизвестны. Возможно, в среднесарматское время началось образование немой лагунно-терригенной толщи, залегающей на нижнесарматских отложениях.

Общее обмеление бассейна с наступлением среднесарматского времени достаточно отчетливо сказалось также и в северо-восточной его части (Приаралье, Устюрт). Здесь, однако, в результате тектонических процессов в горных системах на юго-востоке, вызвавших, как правильно предполагает В. П. Колесников (1940а), «сгон» сарматских морских вод из предгорных депрессий на северные плоские берега, произошло даже некоторое расширение площади, занятой морем к северу от Устюрта (район среднего течения р. Эмбы). Эта трансгрессия не вызвала существенного изменения фациальных условий на Устюрте. Расположенные в пределах Западной Туркмении горные сооружения — Туаркыр, Куба-Даг, Большой и Малый Балхан — в продолжение как нижне-, так и среднесарматского времени оставались островами, окруженными полосой мелководья.

Существенные изменения претерпела восточная часть сарматского морского бассейна (как, впрочем, и весь бассейн в целом) в верхнесарматское время. В результате усиления тектонических движений, получивших в это время значительный размах и охвативших наряду с Туркмено-Хорасанской складчатой системой также и расположенную к северу от этой депрессии платформенную Устюртско-Каракумскую область, размеры моря сильно сократились и воды его опреснились. Большая часть Устюртско-Каракумской области полностью освободилась от моря.

Небольшой мелководный залив верхнесарматского моря продолжал существовать лишь в области Южного Мангышлака, а также на юге, в Прикопетдагской депрессии, причем как в последней, так, повидимому, и на Красноводском полуострове дальнейшее обмеление этого залива и заполнение его продуктами континентального сноса с соседних горных сооружений шло быстрыми темпами. Судя по присутствию в разрезах сармата Прикопетдагской депрессии только форм, характеризующих самую нижнюю часть верхнесарматских отложений, процесс превращения мелководного залива в предгорную впадину, заполнявшуюся продуктами континентального сноса, был закончен уже к середине верхнесарматского времени.

Переходя к следующему отрезку времени от завершения регрессии сарматского моря до начала акчагыльской трансгрессии (конец миоценового, ниже- и среднеплиоценовое время), в течение которого происходило накопление отложений иомудской континентальной серии, следует указать, что возрастные границы отложений, соответствующих рассматриваемому времени, подвержены некоторым закономерным изменениям.

В Прикопетдагской депрессии и на Красноводском полуострове, где морские отложения моложе низов верхнего сармата отсутствуют, иомудская континентальная серия очевидно замещает отложения, соответствующие верхней части верхнего сармата, мэотическому и понтическому ярусам и, возможно, среднему плиоцену. В Центральных Каракумах нижняя возрастная граница рассматриваемых отложений, повидимому, опускается до нижнего сармата. Дальше на восток рассматриваемая континентальная серия, возможно, замещает полностью морские отложения верхнего миоцена, а также включает и отложения нижнего и среднего (?) плиоцена.

В областях, где распространены рассматриваемые континентальные (частично, может быть, лагунно-терригенные) отложения, достаточно отчетливо видна тесная связь последних с соседними областями размытия и сноса, дававшими обломочный материал. Это отчетливо наблюдается в пределах Красноводского полуострова, Большого Балхана и Туркмено-Хорасанской горной системы, а также при прослеживании изменений литологического состава отложений от Западного Копет-Дага к Прибалханской депрессии.

Для Прикаспийской низменности невыясненным в настоящее время продолжает оставаться такой существенный вопрос, как присутствие в составе слагающих ее отложений морского миоцена и нижнего плиоцена и их соотношение с красноцветной толщей¹. Благодаря указанному обстоятельству возможность палеогеографических сопоставлений в отношении красноцветной толщи Прикаспийской низменности чрезвычайно затруднена.

¹ См. сноску на стр. 271.

Следует отметить, что мощность отложений красноцветной толщи в Прикаспийской низменности не только не уменьшается по мере удаления от прилегающих горных систем, как это имеет место для отложений иомудской континентальной серии на Краснодарском полуострове, но, наоборот, значительно возрастает. Наряду с этим наблюдается постепенное изменение отложений от грубообломочных, развитых на участках, прилегающих к Западному Копет-Дагу и Большому и Малому Балханам, до преимущественно глинистых на Челекене и в Кеймиро-Чикишлярском районе. Такое распределение осадков может быть объяснено существованием в конце верхнесарматского, а также в мэотическое и понтическое время в восточной части современной Южно-Каспийской впадины обширного обособленного и опресненного бассейна, который отделялся на севере от Южно-Мангышлакского залива горной системой Куба-Дага—Большого Балхана.

В послепонтическое время этот бассейн, превратившись в обширное солоноватоводное озеро, продолжал существовать вплоть до акчагыльского времени. Он являлся областью сноса для рек, бравших начало в соседних горных сооружениях. Последующее погружение указанной выше перемычки (западного продолжения системы Куба-Дага), вероятно, было результатом преакчагыльских опусканий, охвативших расположенные к северу от Южно-Каспийской впадины участки и подготовивших вторжение акчагыльского моря. При таком предположении становится понятным присутствие морских отложений мэотического и понтического ярусов на Южном Мангышлаке и их отсутствие в пределах Западной Туркмении.

К северу от Куба-Дага и Большого Балхана в конце миоценового и в начале плиоценового времени, повидимому, располагалась суша, ограничивавшаяся с юга и востока Южно-Мангышлакский залив. Этот залив наметился еще в верхнесарматское время и продолжал существовать в мэотический век, несколько даже распространившись далее на восток. К началу понтического века Южно-Мангышлакский залив сократил свои размеры как на севере, так и на востоке. Это находилось в несомненной связи с тектоническими движениями, имевшими место в рассматриваемой области в конце мэотического века; этими же движениями обусловлено выраженное местами на Мангышлаке небольшое несогласие между мэотическими и понтическими слоями.

Отложение нижнепонтических известняков являлось, повидимому, заключительным этапом в истории Южно-Мангышлакского залива. Отсутствие среднего и верхнего понта на Южном Мангышлаке едва ли может быть объяснено только последующей денудацией. Более вероятно, что воды понтического моря в результате происшедших в середине понтического века поднятий совершенно покинули Южный Мангышлак и, возможно, прилегающую северную часть современной Каспийской впадины и были оттеснены в область Восточно-Закавказской депрессии.

Следует отметить, что континентальные условия, возникшие на Устюрте и Мангышлаке после отступления верхнемиоценовых—нижнеплиоценовых морей, не способствовали накоплению здесь отложений, которые могли бы быть сопоставлены с широко распространенными к югу от Устюрта континентальными толщами Краснодарского полуострова и Северных Каракумов — с иомудской серией. В течение рассматриваемого времени происходила весьма интенсивная денудация поверхности Устюрта и Южно-Мангышлакского плато, а также прилегающих горных систем Мангышлака и Туаркыра. О степени интенсивности этой

денудации можно судить по образованию громадных бессточных впадин в пределах Устюрта (Кумсебшенской и др.), а также по сохранившимся по периферии впадин и плато древним (доакчагыльским) денудационным уступам. За счет этой же денудации следует отнести отсутствие покрова миоценовых отложений на западной окраине Туаркыра. К востоку от Туаркыра по южной окраине Устюрта этот покров сохранился, причем местами, как, например, в Учтаганском синклинальном прогибе, совместно с морскими миоценовыми отложениями сохранились также вышезалегающие континентальные образования.

В послемiocеновое время большая часть территории Туркмении не покрывалась морем, и континентальные условия продолжались здесь без перерыва вплоть до наших дней.

Иначе обстояло дело с такими тектонически мобильными частями этой территории, как Прикаспийская низменность и Западный Копет-Даг вместе с прилегающей западной частью Каракумов и Красноводский полуостровом. Происходившие здесь в конце миоценового и особенно в первой половине плиоценового времени поднятия, сопровождавшиеся интенсивными тектоническими движениями, сменились во второй половине плиоценового времени преакчагыльскими опусканиями, охватившими обширные площади в пределах Туркмении и соседнего Северного Ирана и подготовившими акчагыльскую трансгрессию.

Акчагыльское море затопило область современной Прикаспийской низменности и широко распространилось в Западном Копет-Даге и Прикопетдагской депрессии, приблизительно до меридиана $57^{\circ}21'$. Море покрывало также Красноводский полуостров вместе с Чильмамедкумской впадиной и западной окраиной Каракумов.

Акчагыльское море образовало в пределах Туркмении два обширных залива, имевших широкое сообщение с морем, — Красноводский и Западно-Копетдагский. Оба эти залива являлись мелководными; однако, временами, когда опускание дна опережало накопление осадков, как это имело место на некоторых участках в Западно-Копетдагском заливе, а также, повидимому, в Прикаспийской области, здесь создавались условия, переходные к сравнительно глубоководным (в пределах сублиторали). Характерной особенностью Западно-Копетдагского залива являются частые пульсации дна, сопровождавшиеся колебаниями береговой линии и более или менее значительными нарушениями в ходе процессов седиментации. Временами отдельные участки акчагыльского моря изолировались, следствием чего было накопление химических осадков — тенардита, мирабилита, каменной соли (Узекдагская синклиналь).

Вопреки мнению, высказанному В. Н. Вебером и К. П. Калицким (1911), едва ли можно признать глубоководными образованиями акчагыльского бассейна так называемые рыбные слои Челекена, так как заключенные в них остатки растений и птиц плохо вяжутся с таким предположением. Более вероятным представляется накопление этих отложений в сравнительно неглубокой части акчагыльского бассейна (сублитораль), в условиях подводной впадины, зараженной сероводородным брожением. Заключительные этапы существования акчагыльского морского бассейна на территории Туркмении характеризуются постепенным сокращением его площади и прогрессирующим обмелением, вызванным нарастающими тектоническими движениями в прилегающих горных системах. Местами (Красноводский полуостров) это сопровождалось начавшимся опреснением его вод; в пределах Западного Копет-Дага и Прикопетдагской депрессии влияние опреснения менее заметно.

Тектоническими движениями, происходившими в акчагыльский и апшеронский века, обусловлено наблюдаемое в пределах Прикаспийской низменности несогласное залегание апшеронских отложений на акчагыле.

Апшеронское море занимало значительно более ограниченную площадь в пределах Западной Туркмении по сравнению с акчагыльским. На Красноводском полуострове его распространение ограничивалось западной окраиной акчагыльского плато. Далее к югу его береговая линия располагалась, повидимому, у подножия южного склона Большого Балхана и, сворачивая отсюда к юго-востоку, проходила несколько восточнее Малого Балхана, заходя, таким образом, в западную часть Низменных Каракумов. Отсюда береговая линия апшеронского моря прослеживается вдоль западного окончания Копет-Дага в сторону Горганской степи (Северный Иран).

Характер апшеронских осадков Западной Туркмении и их строение указывают на то, что здесь находилась окраинная мелководная зона апшеронского бассейна, подверженная частым колебаниям береговой линии и дна вследствие чрезвычайно усилившейся к этому времени тектонической деятельности. К этому же времени относятся мощные проявления грязевого вулканизма; следы их хорошо выражены на Челекене, где скопления сопочной брекчии являются продуктом извержений действовавшего в среднеапшеронское время грязевого вулкана Алигул. С неогеновыми отложениями Западной Туркмении связаны крупные месторождения нефти и многочисленные выходы углеводородных газов и иодо-бромных вод в нефтеносных структурах Прикаспийской низменности, серные месторождения в Центральных Каракумах и залежи строительного известняка в различных районах.

В связи с изложенным необходимо дальнейшее детальное изучения вопросов стратиграфии и палеогеографии неогена Туркмении и практическая важность этих вопросов, не говоря уже об их теоретическом значении, становятся вполне очевидными.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

МОРСКИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Общая характеристика отложений

Четвертичные морские отложения (отложения древнего Каспия) развиты в Прикаспийской низменности, на Красноводском полуострове, на побережье залива Кара-Богаз-Гол и в западной части Каракумов. На востоке они переходят в древнеаллювиальные осадки Низменных Каракумов и пролювиальные толщи Западного Копет-Дага.

Первое описание каспийских отложений и береговых валов Западной Туркмении было сделано А. М. Коншиным (1886). Позднее исследование морских четвертичных отложений восточных берегов Каспия занимался Н. И. Андрусов (1888, 1900б, 1914, 1918; «Карабугаз и его промышленное значение», 1916), который обратил внимание на широкое развитие древних береговых валов на северном берегу Балханского залива и дал их высотные отметки. Для всей области Каспия Н. И. Андрусов предложил расчленить каспийские отложения на четыре яруса: бакинский, хазарский, хвалынский и каспийский. Это расчленение было в основных чертах применено для Северного Прикаспия П. А. Православным.

Первое детальное описание и расчленение каспийских отложений Западной Туркмении было сделано В. Н. Вебером и К. П. Калицким (1911), которые на Челекене и Небит-Даге выделили: а) нижний отдел бакинского яруса; б) верхний отдел бакинского яруса; в) слой с *Corbicula flüminalis* Müll.; г) древнекаспийские отложения; д) наземные образования и е) отложения с *Cardium edule* L. Последующие работы принципиально нового в стратиграфию каспийских осадков не внесли.

П. В. Федоров (1946б, 1948а,) в результате исследований 1939—1945 гг. предложил более полное стратиграфическое расчленение каспийских отложений Западной Туркмении (снизу вверх), в основу которого положена схема Андрусова—Православлева:

- | | | |
|---|---|---|
| 1. Бакинский ярус | { | Нижний подъярус
Средний подъярус
Верхний подъярус (встречен только на о-ве Челекене в переотложенном залегании) |
| 2. Хазарский ярус | | |
| 3. Хвалынский ярус | { | Раннехвалынский подъярус ¹
Аллювиальные отложения Мессерианской равнины
Позднехвалынский подъярус, включающий речную фаццию (отложения с <i>Corbicula flüminalis</i> Müll.). |
| 4. Новокаспийский ярус отложения с <i>Cardium edule</i> L.) | | |

В этой схеме пресноводно-континентальные осадки, отнесенные В. Н. Вебером и К. П. Калицким к верхнему подъярусу бакинского яруса, выделены в хазарский ярус. Древнекаспийские отложения названных авторов отнесены к хвалынскому ярусу и расчленены на два подъяруса. Выделение нижнего и среднего подъярусов бакинского яруса сделано условно.

На основании последующих более детальных исследований П. В. Федоров (1949) предложил объединить всю толщу морских четвертичных отложений Каспийского бассейна в два яруса: нижнекаспийский и верхнекаспийский. Нижнекаспийский ярус включает бакинский, гюргянский и хазарский горизонты и соответствует совокупности бакинского и хазарского ярусов Андрусова—Православлева. Верхнекаспийский ярус разделяется на раннехвалынский, позднехвалынский и новокаспийский горизонты и соответствует совокупности хвалынского и каспийского (саринского, послехвалынского) ярусов Андрусова—Православлева.

Такое расчленение каспийских отложений основывается на анализе истории развития фауны моллюсков. Действительно, в эволюции моллюсков с палеонтологической точки зрения может быть выделено лишь два этапа: бакинско-хазарский (раннекаспийский) и хвалынско-новокаспийский (позднекаспийский). Для первого характерно относительное богатство форм с преобладанием групп *Didacna crassa* Eichw. и *D. baeri* Grtm. в широком их понимании, а для второго — бедность форм и господство группы *D. trigonoides* Pall.

Так как предлагаемая схема не получила еще всеобщего признания, то описание каспийских отложений в этой главе дается по ярусам в прежнем их понимании.

¹ Следует употреблять термины: нижнехвалынский и верхнехвалынский подъярусы. — *Прим. ред.*

По характеру каспийских отложений в Западной Туркмении можно выделить следующие районы: 1) побережье Кара-Богаз-Гола; 2) Красноводский полуостров; 3) Каракумы, Чильмамедкумы и Узбой; 4) Прикаспийская низменность: а) Северный (Прибалханский) район, б) Южный район.

Побережье Кара-Богаз-Гола

Каспийские отложения неширокой полосой окаймляют берега залива Кара-Богаз-Гол и формируют многочисленные террасы, большей частью абразионные. Те же террасы прослеживаются и на каспийском побережье Мангышлака к северу от Бекдаша.

Отложения бакинского яруса на побережье Кара-Богаз-Гола неизвестны.

Хазарский ярус представлен морскими прибрежными косо-слоистыми раковинно-детритусовыми известняками и кварцево-известковистыми песчаниками, которые образуют основания Северной и Южной Карабогазских кос¹ и прослеживаются севернее вдоль юго-западного побережья Мангышлака. Условия залегания, механический состав и расположение в плане этих осадков указывают на то, что они морфологически образуют здесь древние пересыпи, на которые наложены более поздние пересыпи новокаспийского возраста, повторяющие их формы и очертания. В хазарских отложениях встречаются раковины следующих моллюсков: *Didacna surachantica* Andrus., *D. karabugastica* Bog., *D. incrassata* Bog., *D. ex gr. delenda* Bog., *Derissensta rostriformis* Desh., *Theodoxus pallasii* Lindh. Мощность хазарских отложений здесь 10—15 м.

Отложения хвалынского яруса образуют террасы, развитые на побережье залива Кара-Богаз-Гол и на каспийском берегу юго-западной части Южно-Мангышлакского плато.

Нижнехвалыньские террасы, расположенные выше нулевой изогипсы, представлены абразионными поверхностями, развитыми на береговых склонах третичных плато. Наиболее характерные береговые линии этих террас располагаются на высотах: 9 (37)², 14 (42), 22 (50), 29 (57), 34 (62) и 46 (74) м. В отдельных участках побережья сохранились не все террасы, местами же они совершенно уничтожены абразией и пролювиальным сносом. Так, на побережье Каспийского моря между Бекдашем и мысом Суе террасы сохранились на высотах 20 (48), 29 (57) и 46 (74) м, у Сартаса — на высотах 14 (42), 15 (43), 29 (57) и 40 (68) м, на северо-восточном берегу залива (у Чагала) на высотах 22 (50), 27 (55) и 37 (65) м, в юго-восточном углу залива — на высотах 30 (58) и 45 (73) м, у Кызылкупа и горы Омчалы — на высотах 9 (37), 14 (42), 22 (50) и 35 (63) м.

Нижнехвалыньские террасы покрыты маломощным плащом гальки, песка и ракуши. Характерными ископаемыми моллюсками являются *Didacna delenda* Bog., *D. praetrigonoides* Nal. et Anis. var. *cristata* Bog., *Dreissensta rostriformis* Desh., *Theodoxus pallasii* Lindh. На северном берегу залива и на побережье Мангышлака господствует *Didacna delenda* Bog., вместе с которой встречаются *Didacna protracta* Eichw. и *D. catillus* var. *elongata* Andrus. На восточном и южном

¹ Геоморфологически Карабогазские «косы» представляют собой пересыпи.

² Первые цифры даны в абсолютных высотах; цифры, стоящие в скобках, характеризуют высоту над уровнем Каспийского моря, которое в 1944—1945 гг. имело отметку —28 м.

берегах залива встречаются *Didacna delenda* В о г. и *D. praetrigonoides* Nal. et Anis. var. *cristata* В о г.

Верхнехвалынские террасы развиты гипсометрически ниже нижнехвалынских. Древние береговые линии их расположены на следующих высотах: —16 (12), —10 (18) и —2 (26) м. Эти террасы, в отличие от нижнехвалынских, сохранились почти на всех берегах залива, только на мысах и наиболее крутых участках берега они частично уничтожены позднейшей абразией. Верхняя терраса (—2 м) обычно абразионная; нижние террасы чаще всего бывают аккумулятивными, сложены они галькой, щебнем и детритусом.

На верхнехвалынских террасах встречаются *Didacna praetrigonoides* Nal. et Anis., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Theodoxus pallasi* Lindh. Кардииды характеризуются большими размерами и толщиной раковин по сравнению с нижнехвалынскими. Важно подчеркнуть наличие ясной морфологической границы между нижне- и верхнехвалынскими террасами, выраженной в виде абразионного уступа относительной высотой более 10 м.

Новокаспийские отложения образуют аккумулятивную террасу, сложенную галькой, песком и ракушей; береговая линия ее расположена на высоте —21 (7) м. Характерным моллюском является *Cardium edule* L. К западу от залива новокаспийские отложения облекают хазарские пересыпи, формируя современные Карабогазские косы.

Красноводский полуостров

Западное побережье

Морские отложения широко развиты в западной низменной части Красноводского полуострова, залегая в виде сплошного покрова на более древних образованиях.

Отложения бакинського яруса обнажаются по берегам полуострова Омчалы, выходят в виде островков на поверхности шора Кукуртата, прослеживаются по берегу между Омчалы и Южной Карабогазской косой и отмечены к юго-востоку от колодцев Нефес-Мерген. Они представлены, по Л. В. Нероновой, оолитовыми известняками-ракушечниками прибрежного характера с фауной *Didacna parvula* Nal., *D. rudis* Nal., *D. rudis* Nal. var. *catillus-rudis* Nal., *D. aff. catillus* Eichw., *D. carditoides* Andrus., *D. ex gr. trigonoides* Pall., *Dreissensia rostriformis* Desh., *Dreissensia pontocaspica* Andrus., *Theodoxus pallasi* Lindh.

Отложения хазарского яруса, представленные раковинными и детритусовыми известняками и кварцево-известковистыми песчаниками, прослеживаются вдоль побережья Каспийского моря и слагают прибрежную полосу морского дна; они также обнажаются в виде пятен среди более молодых образований. Обнажаясь вдоль всего западного берега Красноводского полуострова, хазарские известняки формируют цоколь Красноводской косы почти до самого южного ее окончания. Характерными моллюсками являются *Didacna surachanica* Andrus., *D. karabugazica* В о г., *D. incrassata* В о г., *D. ex gr. delenda* В о г., *Dreissensia rostriformis* Desh., *Theodoxus pallasi* Lindh. На восток (вглубь суши) хазарские отложения дальше меридиана колодца Кыыр неизвестны; здесь они погребены под хвалынскими осадками. Мощность хазарских отложений достигает 10—20 м.

Отложения хвалынского яруса пользуются в западной части Краснодарского полуострова наиболее широким распространением. Они залегают на размытой поверхности более древних образований.

Нижнехвалыньские отложения формируют древний береговой вал (или прислоненную террасу), приуроченный к изогипсе +46 (74) м над Каспийским морем. Вал прослеживается вдоль бровки апшеронской террасы, сложен он галькой и гравием изверженных пород и фиксирует максимальное распространение раннехвалыньского бассейна.

В районе колодца Ташлы отчетливо выражены террасы на высотах 8 (36), 21 (49) и 44 (72) м, на которых встречаются *Didacna praetrigonoides* Nal. et Anis. var. *cristata* Bog., *D. delenda* Bog., *D. subpyramidata* Prav., *Dreissensia rostriformis* Desh. У Кукурта имеются террасы на высотах 13 (41) и 30 (57) м. На тех же примерно отметках прослеживаются террасы севернее, в направлении к заливу Кара-Богаз-Гол; так, у родника Карамулла отмечены террасы на высотах 14 (42), 29 (57), 32 (60), 35 (63) и 45 (73) м.

Западнее описанного выше максимального берегового вала протягивается так называемое предчинковое понижение, которое далее к западу сменяется полосой грядовых песков. Здесь с поверхности развиты уплотненные косослоистые пески (пелито-детритовые песчаники, по В. В. Шумову) эолового происхождения с обломками *Didacna* нижнехвалыньского облика. Ниже они переходят в морские нижнехвалыньские песчаники и раковинные известняки, залегающие на размытой поверхности хазарских отложений. Кровля морских нижнехвалыньских отложений находится на абсолютных отметках не выше 20 м, в то время как насаженные на них древние эоловые гряды, образованные за счет их перевевания, поднимаются до высоты 25—30 (53—58) м. Из фауны здесь встречаются *Didacna praetrigonoides* Nal. et Anis. var. *cristata* Bog., *D. delenda* Bog., *Dreissensia rostriformis* Desh., *Theodoxus pallasi* Lindh.

Вернехвалыньские отложения развиты ниже нулевой изогипсы. Они протягиваются полосой вдоль берега, залегая на абрадированной поверхности нижнехвалыньских и хазарских отложений. Представлены они рыхлыми детритусово-раковинными и оолитовыми известняками и песками с характерной фауной: *Didacna praetrigonoides* Nal. et Anis., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Theodoxus pallasi* Lindh.

Вдоль берега моря неширокой полосой протягиваются новокаспийские отложения с *Cardium edule* L., представленные песками; они образуют систему древних, ныне усохших лагун (оз. Куули и др.). Самые молодые каспийские осадки с *Mytilaster lineatus* Gmel. образуют пляж, береговая линия которого имеет высоту—26 (2) м.

Южное побережье

На южном берегу Краснодарского полуострова достоверно бакинские отложения неизвестны.

Хазарские морские отложения с *Didacna surachantica* Andrus. констатированы на перешейке, соединяющем массив Уфра с берегом. Вдоль всего южного берега Краснодарского полуострова, начиная от Краснодарска, прослеживаются вначале полупресноводные, а далее на восток пресноводные глинистые слоистые отложения, относимые П. В. Федоровым к хазарскому ярусу. Их продолжением на во-

стоке являются аналогичные отложения, развитые в северной части Прикаспийской низменности, которые далее на восток, в западной части Каракумов, переходят в каракумскую древнеаллювиальную толщу.

На этих отложениях трансгрессивно залегают хвалынские галечниковые накопления, образующие многочисленные террасы и береговые валы. Нижнехвалынские береговые валы и террасы расположены на высотах 14 (42), 30 (58) и 46 (74) м. Характерной фауной являются моллюски *Didacna praetrigonoides* Nal. et Anis var. *crystata* Bog., *D. delenda* Bog., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Theodoxus pallasi* Lindh., отличающиеся небольшими размерами. Террасы и береговые валы размывы и распадаются на останцы и гривы.

Верхнехвалынские галечниково-песчаные отложения, образующие широкие террасовые поверхности и береговые валы, расположены на высотах —10 (18) и —2 (26) м и содержат *Didacna praetrigonoides* Nal. et Anis., *Dreissensia polymorpha* Pall. Местами на высоте —18 (10) м развита терраса с полупресноводной фауной. Мощность хвалынских осадков Красноводского полуострова 10—20 м.

Новокаспийские отложения с *Cardium edule* L. образуют террасу на высоте —21 (7) м и слагают поверхность Балханского шора. В западной части Балханского шора отмечены современные осадки с *Mytilaster lineatus* Gmel.

Каракумы, Чильмамедкумы и Узбой

Морские нижнехвалынские отложения заходят в западную часть Низменных Каракумов и в пески Чильмамедкумы на востоке примерно до меридиана Кызыл-Арвата.

В западной части Каракумов нижнехвалынские отложения несомненно ложатся на древнеаллювиальные отложения каракумской толщи, которая обнажается в бортах долины Узбоя и представляет собой континентальный аналог хазарских и бакинских отложений. Представлены нижнехвалынские отложения в Каракумах песчаными осадками, в значительной степени перевеянными. В основании их по Узбою прослеживается горизонт песка с глиняной галькой.

Морфологически выраженные террасы здесь отсутствуют в связи с тем, что морские песчаные осадки в течение длительного времени подвергались перевеванию и образовали эоловые формы рельефа на месте морских аккумулятивных образований. На поверхности песков встречаются редкие створки и обломки раковин дидакн и дрейссенский: *Didaena praetrigonoides* Nal. et Anis. var. *crystata* Bog., *Dreissensia polymorpha* Pall. и др.

Неперевеянные нижнехвалынские осадки указываются А. А. Ямновым и В. Т. Ивановым на южной окраине Каракумов, где они представлены серовато-желтыми мелкозернистыми песками, в нижней части с прослоями коричневатых глин общей мощностью до 15 м и покрываются маломощным слоем пролювия. На склонах долины Узбоя развиты речные террасы (четыре, по А. Г. Кесь, 1939), которые хорошо увязываются с морскими террасами каспийского побережья, фиксирующими этапы регрессии хвалынского моря.

К северу от песков Чильмамедкумов нижнехвалынские осадки глубоким заливом вдаются в Кемальскую впадину. Они залегают там, по Н. П. Луппову (1932) и М. П. Сукачевой, трансгрессивно на нижнемеловых отложениях и представлены песчано-галечными осадками мощностью до 5 м.

Прикаспийская низменность

Прикаспийская низменность сложена рыхлыми четвертичными образованиями, среди которых морские каспийские осадки играют главную роль. По характеру отложений эта территория, представляющая собой полого всхолмленную песчано-глинистую равнину, может быть разделена на два района: Северный (Прибалханский) и Южный. Граница проходит примерно по руслу Гяурли и южнее Боя-Дага.

Северный район

В Прибалханском районе обнажается вся толща четвертичных каспийских осадков.

Бакинские отложения принимают участие в строении почти всех антиклинальных структур. Они представлены нижним и средним подъярусами. Только на п-ове Челекен встречены верхнебакинские моллюски *Didacna rudis* Nal. и *D. carditoides* Andrus., находящиеся во вторичном залегании. Отложения бакинского яруса представлены темными (шоколадными и бурыми) тонкослоистыми глинами с подчиненными им прослоями глинистых песков. В основании отмечается базальный галечник, залегающий на размытой поверхности апшеронских отложений. Характерными являются *Didacna parvula* Nal., *D. catillus* Eichw. и формы, близкие к ним. Мощность бакинских отложений 150—160 м (по К. П. Калицкому). Бакинские осадки дислоцированы; углы падения пластов на куполовидных структурах достигают 8—14°.

На размытой поверхности бакинских отложений залегает глинисто-песчаная толща с пресноводной фауной и горизонтом ракушечника в основании. Эта толща В. Н. Вебером и К. П. Калицким (1911) была отнесена к верхнему подъярису бакинского яруса. Однако работы П. В. Федорова (1946б, 1948а) показали, что эти осадки надо датировать хазарским временем.

Отложения хазарского яруса широко развиты в северной части Прикаспийской низменности. На востоке они постепенно переходят в осадки древнеаллювиальной каракумской толщи. Выходы хазарских отложений отмечаются также по окраинам п-ова Дарджа, берегам Келькора и южнее.

Залегающий в основании хазарского яруса ракушечник выделен П. В. Федоровым под названием урунджикского горизонта; он переполнен кардидами, среди которых преобладают новые виды, а также *Didacna eulachia* Vog., *D. ex gr. crassa* Eichw. и др. Стратиграфически он соответствует, видимо, гюргянскому горизонту (толще) Азербайджана. Прибрежные морские отложения урунджикского горизонта вверх постепенно сменяются пресноводными осадками с *Unio*, а еще выше — наземными образованиями с растительными остатками (тростник). Представлены они переслаивающимися палево-розоватыми песчаными глинами с прослоями серых кварцево-слюдистых песков. Мощность хазарских осадков до 100—120 м. На склонах куполовидных структур хазарские осадки полого дислоцированы (до 4—6°), на всей же остальной территории они залегают почти горизонтально.

Хазарские отложения венчаются наземными образованиями типа заиленных отложений стариц голубовато-зеленоватого цвета. Выше залегает горизонт серых кварцево-слюдистых песков с катунами и галькой подстилающих глин. В районе Каратепе (Худай-Даг) в этом гори-

зонте и непосредственно под ним П. В. Федоровым (1945) обнаружены в 1943 г. остатки слона, определенного Е. И. Беляевой как *Elephas wüsti* M. P a v l. Этот горизонт стратиграфически является переходным от хазарского к хвалынскому ярусу; он прослеживается на восток по долине Узбоя.

Отложения хвалынского яруса, в отличие от бакинских и хазарских, морфологически выражены в виде террас.

Нижнехвалынские террасы, развитые у подножья Большого и Малого Балхана, представлены серией галечниковых террас и береговых валов. Расположены они на высотах 9 (37), 14 (42), 22 (50), 34 (62) и 45 (73) м и содержат *Didacna praetrigonoides* N a l. et A n i s. var. *cristata* B o g. и *D. delenda* B o g., причем первая форма преобладает. Террасы и береговые валы в значительной степени размывы позднейшими пролювиальными потоками. На всей территории Прибалханского района нижнехвалынские террасы не дислоцированы.

Верхнехвалынские террасы, развитые на отметках —2 (26) и —12 (16) м, представляют собой широкие, полого наклонные поверхности, сложенные песками с *Didacna praetrigonoides* N a l. et A n i s. Мощность хвалынских песков порядка 5—15 м. На значительных площадях хвалынские отложения переработаны ветром в гряды и барханы (п-ов Дарджа, Кызылкумы, Ханбаагыкумы).

Отложения с *Corbicula fluminalis* Müll., отдельными пятнами встречающиеся на территории района, представляют собой, по П. В. Федорову, речную фауну верхнехвалынских отложений, связанную с деятельностью Узбоя.

По побережью Каспийского моря и на площади солончака Келькор развиты новокаспийские отложения с *Cardium edule* L., которые ингрессивно заходят в древние понижения между золотыми песчаными накоплениями.

Южный район

Южная часть Прикаспийской низменности характеризуется широким развитием аллювиальных и пролювиальных осадков. На всей этой обширной территории бакинские отложения погребены под позднейшими образованиями. Выходы пород предположительно бакинского возраста (голубоватые глины) обнаружены П. В. Федоровым вблизи побережья в 30 км к северу от грязевого вулкана Гекпатлаух. В районе Кеймира предположительно бакинские осадки вскрыты бурением на глубине 600—700 м.

Аллювиальным аналогом хазарского яруса надо, повидимому, считать палево-розовые супеси видимой мощностью 10 м, обнажающиеся в основании четвертой террасы Атрека.

Сплошной покров хвалынских отложений и четкие террасы в южном районе отсутствуют. Сложенные рыхлыми породами, эти отложения были в значительной степени уничтожены и изменены последующими процессами сноса.

Нижнехвалынские отложения прослеживаются по западной окраине древнего песчаного массива Мешед. Они представлены песками с *Didacna praetrigonoides* N a l. et A n i s. var. *cristata* B o g. Останцы поверхности аккумуляции раннехвалынского моря, значительно измененные дефляцией, представляют собой песчаные массивы Кююки и Агач-Арват.

Более молодыми осадками являются аллювиальные (дельтовые) темные зеленовато-серые слоистые глины с растительными остатками (камыш), слагающие Мессеррианскую равнину и территорию к западу от нее. Формировались они, повидимому, в период регрессии между ранне- и позднехвалынскими трансгрессиями. А. Г. Доскач выделяет здесь четыре древние дельты Атрека, которым соответствуют его речные террасы.

Верхнехвалынские отложения тянутся вдоль побережья Каспийского моря широкой полосой, постепенно суживающейся к югу. Они представлены песками, в значительной степени перевеяны и образуют песчаные гряды, частично закрепленные растительностью. В межрядовых понижениях обнажаются верхнехвалынские песчаные отложения с *Didacna praetrigonoides* Nal. et Anis., *Dreissensia polymorpha* Pall. и др. В области дельты Атрека верхнехвалынские осадки слагают цоколи бугров-гряд, которые вытянуты в направлении восток-северо-восток и представляют собой эрозионные останцы, видоизмененные золовыми процессами в гряды и барханы.

Новокаспийские отложения протягиваются полосой вдоль берега Каспийского моря, вдаваясь в дефляционные понижения верхнехвалынских песков. Представлены они песками и глинистыми песками с ракушей. Наряду с *Cardium edule* L. встречаются *Didacna* и *Dreissensia*, тождественные с ныне живущими; характерно, что они отличаются значительно меньшими размерами и более хрупкими створками, чем дидакны пляжа Красноводского полуострова.

Современные каспийские отложения с *Mytilaster lineatus* Gmel. образуют пляж, распространяясь до высоты — 26 (2) м.

Краткая история морского бассейна в четвертичный период

В четвертичное время низменная часть Западной Туркмении подверглась многократным трансгрессиям Каспийского моря.

В бакинский век море покрывало сравнительно неширокую полосу современной суши. В Прибалханском районе оно простиралось несколько восточнее Боя-Дага и Сыртланли, а севернее Красноводска заливало западную часть приморской низменности; в первом случае формировались глины, во втором — песчано-известковистые осадки. Фауна моллюсков в бакинское время была довольно бедна по видовому составу и характеризовалась присутствием *Didacna parvula* Nal., *D. catillus* Eichw. и форм, близких к ним. Береговая линия позднебакинского моря, видимо, не заходила значительно восточнее п-ова Челекен, где в настоящее время сохранились переотложенные верхнебакинские осадки, неизвестные на всей остальной территории. В конце бакинского века береговая линия располагалась, вероятно, внутри современного контура Каспийского моря. В послебакинское время происходили слабые тектонические движения, которыми были дислоцированы бакинские осадки.

Хазарский век ознаменовался новой небольшой трансгрессией, отложившей «урунджикский горизонт» с *Didacna eulachta* Vog. и др. Прибрежные морские условия времени образования урунджикского горизонта в Прибалханском районе постепенно стали сменяться полупресноводными и позднее пресноводными и наземными условиями. Карди-

иды постепенно мельчали, сменялись дрейссенсидами и, наконец, унионидами, что было обусловлено стоком пресных вод на востоке через Низменные Каракумы (пра-Аму-Дарья).

Условия, в которых происходило формирование хазарских пресноводно-континентальных отложений, на территории Западной Туркмении характеризовались сухим и жарким климатом, почти полным отсутствием местного пролювиального сноса и постоянным поступанием пресных вод с востока. В это время на побережье Красноводского полуострова, Кара-Богаз-Гола и Южного Мангышлака происходило формирование морских отложений с *Didacna surachanica* Andrus., *D. incrassata* Vog., *Dreissensia rostriformis* Desh.

В конце хазарского века уровень моря опустился, видимо, ниже современного уровня Каспийского моря, сток пресных вод прекратился и в Прибалханском районе стали формироваться наземные образования, которые по своему внешнему облику (заиленность, серо-зеленоватый оттенок и наличие костных остатков древнего слона) указывают на изменение климата в сторону большого увлажнения (местного) и, возможно, некоторого похолодания. Позднее сюда снова проник поток пресных вод речного характера, отложивший горизонт песков с глиняной галькой. У подножия горных склонов Куба-Дага, Кюрян-Кюре, Большого и Малого Балхана и западных отрогов Копет-Дага в связи с увлажнением климата происходило накопление пролювиальных толщ.

Тектонические движения, имевшие место в бакинское и хазарское время, к этому моменту почти прекратились. Затем наступила раннехвалынская трансгрессия, достигшая высоты 74 м над современным уровнем Каспийского моря. Морскими водами были покрыты значительные площади Прикаспийской низменности, западная часть Красноводского полуострова и Западных Каракумов до меридиана Кызыл-Арвата (рис. 46). Фауна моллюсков раннехвалынского моря была различна на отдельных участках побережья. На Южно-Мангышлакском и Карабогазском побережье и отчасти на побережье Красноводского полуострова обитала группа *Didacna delenda* Vog., перешедшая, видимо, из хазарского яруса. В южных районах туркменского побережья Каспийского моря обитала группа *Didacna praetrigonoides* Nal. et Anis. var. *cristata* Vog. и отчасти *D. delenda* Vog.

В процессе регрессии моря был сформирован ряд террас и береговых валов. Все они, как и вал, образовавшийся при максимальном уровне моря, выдерживаются на одинаковых гипсометрических уровнях на всем побережье, что несомненно указывает на отсутствие ощутимых тектонических движений в хвалынское и послехвалынское время. Уровень раннехвалынского моря в конце регрессии понизился, видимо, не ниже современного.

Наступившая затем позднехвалынская трансгрессия распространилась на значительно меньшей площади, поднявшись до высоты на 26 м выше современного уровня Каспийского моря (—2 м абс. высоты). На этой высоте уровень моря длительно задержался, на что указывает четко выраженная береговая линия, прослеживающаяся на всех берегах Каспия. Состав фауны моллюсков позднехвалынского моря был постоянен для всех участков побережья и характеризовался господством *Didacna praetrigonoides* Nal. et Anis. и *Dreissensia polymorpha* Pall. Позднехвалынские кардииды обычно значительно крупнее и массивнее раннехвалынских, что, возможно, объясняется большей соленостью позднехвалынского моря по сравнению с раннехвалынским. В настоящее

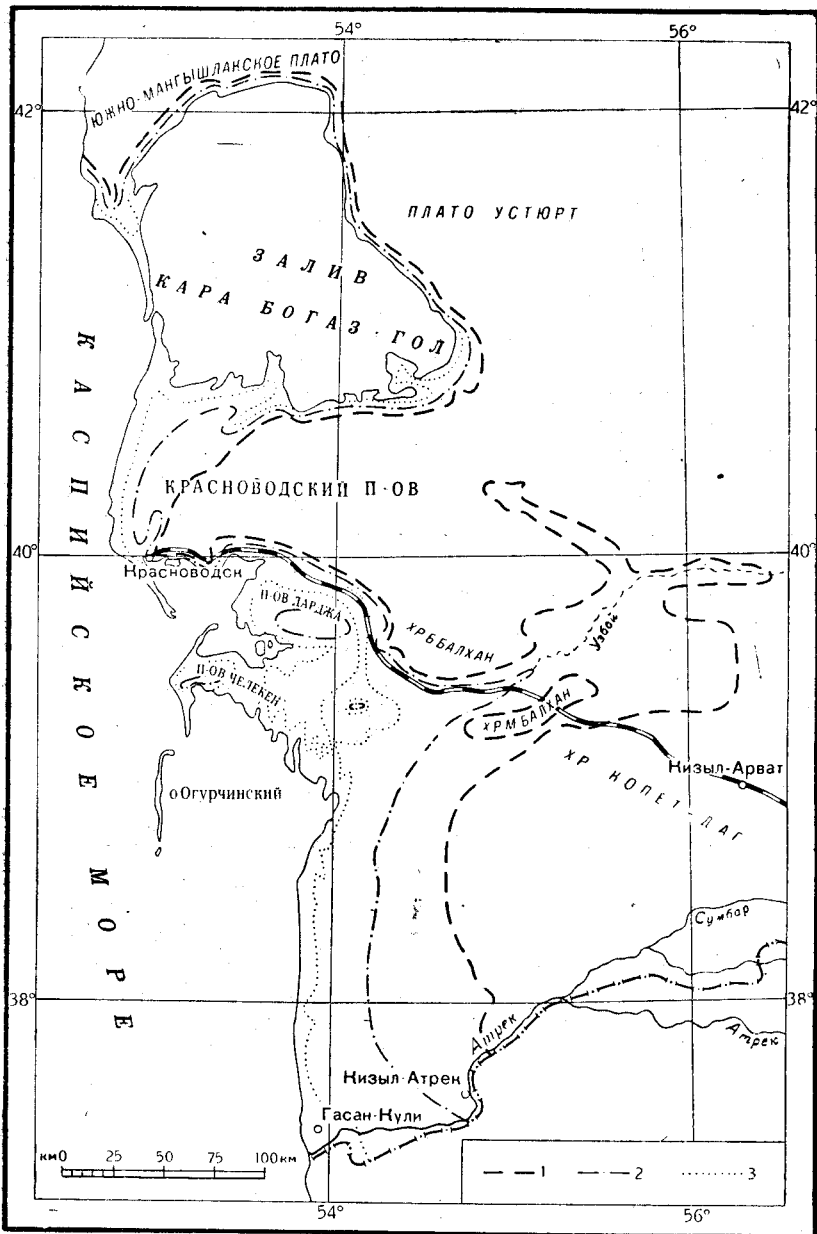


Рис. 46. Положение береговой линии в хвалынское и новокаспийское время

1—береговая линия раннехвалынского моря (по Н. П. Луппову, Б. А. Федоровичу и П. В. Федорову); 2—береговая линия позднехвалынского моря (по П. В. Федорову); 3—береговая линия новокаспийского моря (по П. В. Федорову)

время есть достаточно оснований для того, чтобы говорить о самостоятельности ранне- и позднехвалынской трансгрессий.

Регрессия позднехвалынского моря происходила неравномерно, что отразилось в образовании террас. В период отступления ранне- и позднехвалынского морей происходило формирование речных террас и дельты Узоя и Атрека. Послехвалынская регрессия достигла, повидимому, довольно низкого уровня (абс. отметка -40 м, по М. М. Жукову). В это время на освободившейся от морских вод территории подверглись дефляции хвалынские песчаные накопления — началось образование гряд и барханов.

Новокаспийская трансгрессия, сменившая послехвалынскую регрессию, поднялась до отметки -21 (7) м (см. рис. 46). В пределах Прикаспийской низменности она затопила дефляционные понижения среди перевеянных хвалынских песков, образовав характерные бухтовые берега аральского типа (по Л. С. Бергу). Состав фауны моллюсков в это время характеризовался присутствием *Cardium edule* L. и других видов, тождественных живущим ныне в Каспийском море.

В течение новокаспийского времени уровень моря испытывал многократные колебания с общей тенденцией к регрессии. Это отразилось в образовании одной ясно выраженной террасы на высоте -21 (7) м и нескольких береговых валов. За последние столетия уровень Каспийского моря заметно понизился; особенно резкое снижение уровня (на 2 м) имело место за последние 20 лет, благодаря чему осушились значительные площади морского дна на мелководьях.

В 20-х годах текущего столетия в Каспийское море проник черноморский моллюск *Mytilaster lineatus* Gmel., который в настоящее время расселился по всем берегам моря и, в частности, встречается в отложениях пляжа туркменского побережья.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Общая характеристика отложений и условий их формирования

Четвертичные наземные отложения Туркмении как по условиям их возникновения, транспортировки и накопления, так и по составу и строению весьма разнообразны. Среди них встречаются самые различные генетические типы; каждый тип, в свою очередь, бывает крайне разнообразен не только в зависимости от первичного состава, но и от тех диагенетических процессов (в основном связанных с миграцией различных солевых растворов), которые либо происходили прежде, либо совершаются в этих осадках в настоящее время. Но, несмотря на все разнообразие, континентальные осадки Туркмении в совокупности представляют единый комплекс, что обусловлено пустынным климатом, при котором происходило образование этих отложений.

Пустынные условия возникли в Туркмении задолго до начала четвертичного периода. Однако в дочетвертичное время пустынный климат, судя по имеющимся данным, существенно отличался от теперешнего тем, что был субтропическим, т. е. безморозным с резко выраженным дождливым сезоном. Такой субтропически-пустынный климат был в Туркмении с теми или иными изменениями до конца третичного времени. Он способствовал отложению в лагунах залежей гипсов и различных солей, а на континенте — образованию красноземов как элювиаль-

ного, так и пролювиального происхождения. Весьма характерно для него также широко распространенное в плиоценовое время образование гипсовых, кремнево-халцедоновых и известковых кор на возвышенных участках суши.

Четвертичный период характеризовался резко континентальным пустынным климатом с жарким летом и морозной зимой, типичным для внутриматериковых внетропических пустынь. Оледенения и межледниковые эпохи вызывали либо некоторое увлажнение, либо усиление засушливости климата, но общая ландшафтная обстановка Туркмении менялась сравнительно мало.

Накопление континентальных отложений в четвертичное время происходило в основном иначе, чем при прежних пустынно-субтропических условиях. Посезонный подъем и вымывание солей в зависимости от сухих и влажных сезонов сменились резким усилением процессов выпотевания солей. Вместо практически нерастворимых в пустынях кремневых и известковых кор, под влиянием инсоляционного выпотевания началось усиленное накопление в почвенных горизонтах или непосредственно на поверхности земли гипсовых кор и континентальных солончаков из наиболее растворимых солей. Формирование плотных красномземных отложений, имевшее место еще в плиоценовую эпоху, сменилось интенсивным накоплением пористых лёссов и сероземов. Щебнистые пролювиальные подгорные плащи накапливались с возросшей интенсивностью, но на небольшом расстоянии от гор они сменялись отложениями тончайшего ила, на котором под влиянием почвенных процессов сформировались такыры.

Вместе с тем четвертичный период характеризовался резким усилением гипсометрического расчленения как на территории Туркмении, так и в соседних горных областях — Паропамизе и Памиро-Алае. В результате альпийского горообразования эти области и Копет-Даг были подняты на значительные высоты уже к началу плиоценового времени, но продолжают подниматься вплоть до наших дней. Интенсивность этого подъема, по видимому, была неравномерной, но в целом в четвертичное время едва ли намного слабее, чем в плиоценовое. Резкое высотное расчленение привело к развитию мощных денудационных процессов на горах, а в связи с этим — к не менее энергичной аккумуляции сносимого материала на равнинах.

Сочетание климатических условий, с одной стороны, и орографических факторов — с другой, приводило к определенному распределению фациальной обстановки, в основной своей схеме остававшейся неизменной на протяжении всего четвертичного периода. При этом на горных возвышенностях в условиях климата внетропических пустынь при крутизне расчленения, аналогичной современной, денудационные процессы значительно преобладали над элювиальными. В результате большие пространства гор оказались, как и в настоящее время, в основном оголенными, лишенными сплошного почвенно-растительного покрова. Воды, стекавшие с пустынных и полупустынных гор, выносили большие количества грубых продуктов механического выветривания. Так образовалось обрамление северных и западных предгорий Копет-Дага сплошным шлейфом пролювия, мощность которого местами превышает 300 м.

В зависимости от конкретных условий того или иного бассейна (состава размываемых свит, интенсивности расчленения, экспозиции) процессы эрозии и денудации в каждом из них несколько отличались. Короткие ущелья крутых северных склонов Копет-Дага, сложенных плот-

ными известняками, обуславливали вынос то несортированных, то малосортированных силевых масс — «горного мусора», включающих как угловатые глыбы, так и илистые фракции. Эти выносы образовали неширокий подгорный пролювиальный щебнистый плащ, обладающий крутым уклоном от гор, и более обширную и полого наклонную полосу подгорных такыров. В отличие от этого, реки, стекающие с более пологих и обширных по площади южных склонов Копет-Дага, сложенных в большей мере мергелями и глинами (Гери-Руд — Теджен на востоке, Атрек на западе), всегда выносили и теперь выносят на равнины Туркмении в основном глинисто-супесчаный материал, образующий обширные и почти плоские субаэральные дельты.

Иной состав размываемых толщ Паропамиза обусловил иные по механическому составу толщи дельтовых осадков Мургаба. Для них характерно преобладание песчаных наносов, накопление которых в каждом отдельном этапе и за четвертичный период в целом приводило к образованию более мощной и выпуклой дельты, чем у соседнего Теджена, выносившего преимущественно глинистый материал.

Альпийское горообразование, создавшее основные горные районы Туркмении, привело к расчленению ее на две принципиально противоположные зоны: зону преимущественного сноса и зону преобладающей аккумуляции.

Области преимущественного сноса — Копет-Даг, Большой и Малый Балханы, Кугитангтау — занимают лишь весьма незначительную южную часть Туркмении. Области преобладающей аккумуляции, наоборот, охватывают громадные пространства. Такое несоответствие площадей связано с тем, что Туркмения с середины второй половины третичного и на протяжении всего четвертичного времени являлась полем деятельности не только рек, стекавших с близлежащих горных хребтов, но и транзитной реки Аму-Дарья. Эта мощная артерия, как и горы Памиро-Алая, в основном возникла в результате альпийского горообразования.

Существовавшие ранее изолированные реки, стекавшие с невысоких горных возвышенностей, лишь после поднятия горных хребтов и начавшегося отступления моря на запад объединились в единую реку — пра-Аму-Дарью. Особенно многоводной она стала именно в четвертичный период, когда хребты поднялись на высоту от 4 до 7,5 км и покрылись вечными снегами, а нагорье Памира — льдами. В этих условиях пра-Аму-Дарья начала сносить с высот Памиро-Алая громадное количество продуктов морозного выветривания. О размерах ее деятельности можно судить хотя бы по тому, что сейчас, когда нет ледникового щита на Памире и его долинные ледники стали несравненно меньше, Аму-Дарья дает ежегодно 370 млн. м³ наносов. Как в плиоценовое, так и особенно в первую половину четвертичного времени ареной накопления ее наносов являлись равнины Туркмении, на которых пра-Аму-Дарья наращивала свои субаэральные дельты. Так продолжалось почти до начала хвалынской ингрессии, незадолго до которой река резко изменила течение и, повернув на север, в сторону Арала и Сарыкамыш, прекратила свою аккумуляцию на территории Каракумов.

Помимо указанных выше двух противоположных типов пространств, в Туркмении имеются значительные площади, на которых процессы денудации и аккумуляции, местами проявляясь весьма активно, в целом находятся в более или менее уравновешенном состоянии. Таковы области третичных плато и низкогорных столово-складчатых сооружений Северо-Западной Туркмении, где участки пустынной денуда-

ции, подчас весьма энергичной, сочетаются с участками аккумуляции внутри данного района, но наряду с этим местами рельеф является настолько бронированным, что осадкообразование и размыв выражены чрезвычайно слабо.

Необходимо, однако, иметь в виду, что в Туркмении, как в стране с резко пустынным климатом, процессы формирования четвертичных наносов связаны не только с деятельностью текучих вод. Громадную роль как в денудации, так и в транспортировке и аккумуляции четвертичных наносов играют эоловые процессы. Имеет значение также миграция солевых растворов, связанная с их инсоляционным выпотеванием, т. е. процессом, противоположным по своей направленности карстовому.

Таким образом, в Туркмении происходили и происходят весьма энергичные процессы денудации и аккумуляции. Образовавшиеся наносы продолжают перемещаться, отлагаться и видоизменяться местами достаточно интенсивно. Выдвигаемый некоторыми исследователями тезис о «неизменности» и «ископаемости» пустынь, где якобы нет никаких современных процессов формирования наносов и рельефа, совершенно неприложим к подавляющему большинству пустынных пространств. Наоборот, большое разнообразие процессов осадкообразования и вызванная специфическими условиями пустынь их высокая интенсивность (при наличии крайней неравномерности) только и могут объяснить накопление в пустынях и горах Туркмении столь мощных и различных по составу четвертичных осадков.

Континентальные четвертичные отложения равнинных областей

Красноводский полуостров

Плато Красноводского полуострова является областью денудации, откуда продукты выветривания удаляются не только текучими водами, но и в значительной мере ветрами в виде пыли. Поэтому оголенные, размытые водой и отпрепарированные его склоны, а местами и плоские поверхности встречаются часто, а мощные толщи четвертичных наносов отсутствуют.

Наиболее крупноглыбовые четвертичные образования слагают ступенчатые оползни, окаймляющие северный чинк плато по южному побережью Кара-Богаз-Гола, где лежащие на олигоценовых глинах толщи сарматских известняков обширными амфитеатрами опускаются с высот порядка 200 м до уровня залива. Образование этих оползней, повидимому, соответствует предказарскому времени. В последующее время они омывались водами Каспия, но вследствие пустынности климата и обусловленной этим бедности водоносного горизонта оставались неподвижными.

Следующими по величине глыб являются толщи глыбовых обвалов, встречающихся как по северным и западным чинкам Красноводского плато, так особенно по его южному чинку вдоль подножий Кюрян-Кюре и у подножий Большого Балхана. Обвалы известняковых глыб развиты у подножия наиболее резко выраженных уступов и обрывов, особенно у северного обрыва Большого Балхана, сочетаются со сплошным глыбово-каменисто-щербнистым пролювиальным плащом, окаймляющим весь южный борт Красноводского плато и Большой Балхан, вдоль подножий которого он простирается и с восточной и с северной стороны. Море, подмывавшее Красноводское плато в хвалынское время,

переотлагая неокатанный каменистый субстрат пролювиальных плащей, создало серию береговых валов, местами прекрасно выраженных в рельефе и обнажениях, но часто скрытых под плащом более молодого пролювия. Толща пролювиальных наносов у южного подножия Большого Балхана, как показали буровые работы, превышает 100—120 м, однако вся ли она относится к четвертичному времени и нет ли здесь плиоценового плаща, остается невыясненным.

Следующая по механическому составу группа четвертичных образований представлена песками. На плато пески являются западным продолжением Чильмамедкумов и представляют собой продукты эолового выноса из этой песчаной пустыни, отложенные сравнительно тонким плащом поверх коренных пород. Пески хорошо отсортированы, мелкозернисты и содержат лишь ничтожную долю крупнозернистых и пылеватых фракций. По минералогическому составу они аналогичны пескам Чильмамедкумов.

В противоположность им, песчаный материал в Октукумах, расположенных на приморской равнине, имеет совершенно иной состав и происхождение. Это преимущественно грубозернистые ракушечно-детритусовые пески. В их составе свыше 90% CaCO_3 и лишь 1—3%, а то и меньше, SiO_2 , принесенного с суши. Таким образом, эти пески полностью являются органогенными осадками моря. Мощность их достигает нескольких десятков метров.

Выше этих морских осадков залегают пески третьего типа — эоловые, состоящие из того же ракушечного детритуса, но превращенного в средне- и даже тонкозернистые, хорошо отвейные пески. Мощность эоловых осадков зависит от возраста: на раннехвалынской террасе эоловые песчаные плащи на грядах имеют мощность около 10—15 м, на позднехвалынской 5—10 м, на террасе с *Cardium edule* L. не более 1—2 м в виде изолированных прикустовых бугров, а на пляже с *Mytilaster lineatus* G. m. e. l., вышедшем из-под воды только после 1932 г., почти совершенно отсутствуют.

Наиболее тонкозернистыми четвертичными осадками на Красноводском плато являются элювиальные и элювиально-делювиальные суглинистые и суглинисто-щебнистые образования, на которых развиты сероземные почвы. Обычно мощность их невелика (от 0 до 2 м) и покров местами разорван оголенными выходами коренных пород. В этих отложениях иногда встречаются гипсовые почвенные горизонты. Эта группа осадков наименее изучена.

Туаркыр и Чильмамедкумы

Этот сложно построенный район, включающий и горные возвышенности, и плато, и обширные котловины, и массивы песков, имеет весьма разнообразные, но плохо изученные четвертичные отложения. В целом четвертичный покров здесь весьма невелик по мощности и нередко даже на равнинных площадях разорван, а в участках с расчлененным рельефом, как правило, либо полностью отсутствует, либо представлен тонким слоем элювия.

В песках Чильмамедкумах, возраст которых следует считать в основном плиоцеовому, к четвертичным образованиям можно отнести лишь основную массу эолового плаща каждой формы песчаного рельефа. Дело в том, что при эоловом формировании рельефа песков, как правило, то количество материала, которое выдувается из западин

рельефа, навевается на ближайшие его возвышенности и частично смещается по ним в сторону равнодействия господствующих ветров. Таким образом, в каждой форме песчаного рельефа нижняя ее часть сложена непереверенной толщей песков, а верхняя является эоловым чехлом, образующим, следовательно, сетчатый покров, занимающий менее половины всей площади песчаного рельефа. Эоловые пески здесь желтоватые, средне- и тонкозернистые, гетерогенные, малослюдистые, в основном кварцево-полевошпато-роговообманковые, карбонатные.

В районе обширной Кемаль-Узбойской впадины широко развитым процессом является пролювиальный снос мелкоземистого материала с лежащей на севере возвышенности, сложенной ниже- и верхнемеловыми, в значительной степени пелитовыми отложениями. Местами эти выносы образуют доходящие до дна котловины конусы, местами — полосы маломощных аллювиально-пролювиальных отложений. Однако преобладающим процессом здесь является дефляция, вследствие которой дно впадины и ее борта на значительных пространствах совершенно лишены четвертичных отложений. Исключение составляет лишь тонкий пылевато-солевой (сульфатный) горизонт — продукт разрушения коренных пород под влиянием постоянной перекристаллизации солей вследствие поглощения и потери кристаллизационной влаги.

Развевание нижнемеловых рыхлых песчаников приводит к формированию незначительного количества эоловых песков, которые в основном переносятся через солончак и прибавляются к песчаному массиву — Чильмамедкумам. Эта впадина временно подвергалась затоплению водами залива хвалынского моря, оставившего на ее бортах морские террасы. Однако процессы развевания, сформировавшие котловину до этой ингрессии, продолжались и после регрессии, нарушив первоначальную поверхность дна залива последующим его развеванием.

Севернее — на плато Аккыр и Челюнкыр, в горах Ирсарыбаба и Туаркыр, во впадинах Кум-Себшен, Карашор и других более мелких, а также в песках Учтаган — четвертичные отложения имеют тот же характер, что и в вышеописанных районах.

Характерно, что большинство впадин этого района, глубина которых иногда превышает 300 м (Кум-Себшен, Карашор), развивалось по типу чисто континентальных образований. Пылевые фракции удаляются из этих котловин полностью, песчаные же фракции под влиянием господства северо-восточных ветров скопляются на юго-западных их окраинах. Так, в изолированной котловине Кум-Себшен пески, происшедшие частично за счет развевания миоценовых, а в основном за счет разрушения нижнемеловых отложений, занимают несколько больше половины площади ее дна. Пески из котловины Карашор добавляются к пескам массива Учтаган, в которых преобладающая масса четвертичных песков связана, повидимому, с развеванием плиоценовой аллювиальной толщи. В других котловинах получает более широкое распространение пролювиально-аллювиальный плащ, на котором развиваются такырные почвы; таковы котловина у колодцев Коймат и ряд мелких впадин. Характерно, что небольшой массив эоловых песков у колодцев Туар и Чагыл образовался (по данным Н. П. Луппова) за счет разрушения песчаников средней юры.

Низкие, но круто расчлененные горные хребты почти полностью оголены и лишены четвертичных наносов, за исключением щебнисто-каменистого элювия и крайне незначительного количества делювия. На плато Аккыр, Челюнкыр (Коймат-Даг) и Беги-Арслан мощность чет-

вертикальных отложений, как правило, не превышает 1—1,5 м и обычно они образованы щебнистыми супесями, нередко с гипсовыми почвенными горизонтами. Местами этот четвертичный покров залегает не на коренных породах, а на красноземном верхнеплиоценовом элювии.

Устюрт и Южно-Мангышлакское плато

В пределах Туркмении на этих плато развит маломощный покров сероземных суглинков, чаще супесей, обычно щебнистых или дресвяных, с мелкими кусочками известняков или мергелей из коренных пород. Этот покров не является сплошным; мощность его не превышает 0,7—1,5 м. Он полностью отсутствует на участках, где поверхностные слои представлены плитами твердых известняков.

Совершенно особым и широко развитым типом четвертичных отложений на обоих этих плато являются туфовидные образования гипсовой коры, называемой по-казахски «бозынген», что в вольном переводе означает «каменный снег». Образуются они в результате инсоляционного выпотевания серного ангидрида и воздействия его на известняки. При этом происходит либо полное замещение коренных (часто ракушечных) известняков гипсом с сохранением тончайшей структуры известняка, либо отложение на поверхности земли мелкокристаллической, весьма пористой гипсовой белой массы, сравнительно твердой, но при раздавливании пальцами рассыпающейся в гипсовый песок. Мощность этого похожего на фирн бозынгена достигает 1—2 м, а мощность части известняков, замещенных гипсом, на открытых скалах тоже доходит до 2 м. Отложения бозынгена обычно приурочены к слабо возвышенным элементам рельефа и покрыты незначительным слоем щебнисто-супесчаной почвы.

Каракумы

Четвертичные отложения Каракумов по происхождению разделяются на аллювиальные, пролювиальные, эоловые, элювиальные и химические. Основные пространства заняты эоловыми отложениями, образующими в песках повсеместный, но не сплошной, а как бы сетчатый чехол, гетерогенный по источникам питания. Под покровом эоловых песков громадные пространства (почти все Юго-Восточные и Центральные Каракумы) сложены нижнечетвертичными аллювиальными осадками пра-Аму-Дарьи и четвертичными отложениями древних и современных дельт Мургаба и Теджена.

Аллювиальные отложения пра-Аму-Дарьи, соответствующие дохвалынскому времени, были образованы в период, когда река текла по Низменным Каракумам непосредственно в Каспийское море. Ширина полосы этого аллювия в пределах Туркмении достигает 130—200 км. У г. Керки она примыкает к современной долине Аму-Дарьи, а начиная от района г. Чарджоу отходит от современной долины на запад и, слагая основную площадь Центральных Каракумов, доходит до Каспийского моря.

Западнее Аму-Дарьи правый берег древней долины образует чинки Заунгузских Каракумов, а далее к западу — возвышенности Заузбойского складчатого района. На юге эта полоса наносов пра-Аму-Дарьи граничит с древними дельтами Мургаба, Теджена и пролювиально-аллювиальными отложениями вод, стекавших с Копет-Дага. К западу от меридиана Бахардена она быстро сужается, минует Балханский и Да-

натинский коридоры и вновь расширяется дельтовым конусом в Прикаспийской низменности. Однако примерно от меридиана Казанджика на запад эти осадки в бакинское и хазарское время накапливались в значительной степени уже в подводной части морской дельты. После окончания цикла отложения праамударьинского аллювия, когда Аму-Дарья стала уже течь на север, эти осадки до меридиана Кызыл-Арвата подверглись перебиванию водами хвалынской ингрессии.

В Юго-Восточных Каракумах эта толща, согласно данным А. А. Ямнова, расчленяется на три части, каждая из которых слагает соответствующую террасу. Наиболее древней является свита светлопалевых песков, слагающих террасу с рельефом полужакопленных поперечных гряд, приподнятую вертикальными движениями. Эта свита более известковая, чем аллювий современной Аму-Дарьи, и довольно резко отличается от остальных свит, что связано, повидимому, с привносом дельтовых осадков левобережных притоков Аму-Дарьи, а частично с «качественными» отличиями области размыва в ту эпоху, когда с Памира сносились в большом количестве верхние осадочные толщи.

Средняя, песчано-суглинисто-глинистая свита, слагающая территорию так называемой Обручевской степи и описанная впервые В. А. Обручевым, отличается от осадков верхней террасы, хотя сохраняет и большие черты сходства с ней. Она часто включает хорошо окатанную гальку плотных желтых и розоватых мраморовидных известняков и реже кремнистых сланцев и гранитов.

Наиболее молодая свита, так называемая каракумская толща¹, отличается стально-серым цветом песков, содержащих большое количество полевых шпатов, слюд (в основном биотита) и роговых обманок. Об ее образовании в основном за счет разрушения гранитов и метаморфических свит Памира говорят не только ее минералогический состав, но и присутствие в песке большого количества гранитного щебня и гальки, принесенных, повидимому, на льдинах во время ледоходов. Характерно, что гранитный щебень и плохо окатанная галька уже в районе г. Чарджоу отсутствуют в верхних горизонтах песков, но содержатся, судя по данным искусственных выемок, в довольно большом количестве на незначительной глубине под руслом реки. На территории Центральных Каракумов гранитный гравий не был встречен; очевидно, и здесь он залегает не в поверхностных горизонтах. Вновь вскрывается гранитная щебенка лишь в долине Узоя.

Более древние горизонты нижнечетвертичного аллювия обнажаются на поверхности лишь в Юго-Восточных Каракумах, в связи с процессами вертикального поднятия района Карабиля. В районе ст. Уч-Аджи они, постепенно опускаясь, перекрываются каракумской толщей и нигде больше не обнажаются, если не считать дельтовых (преимущественно морских) осадков, которые вскрываются на Прикаспийской равнине Юго-Западной Туркмении.

Для суждения о характере каракумской толщи особый интерес представляют обрывы среднего течения Узоя. Здесь у Янаджи при общей высоте обрыва, равной 41,17 м, на долю каракумской толщи приходятся нижние 22,35 м, а вышележащие отложения (18,82 м) относятся к верхней террасе Узоя и образовались за счет переотложения ниже лежащей каракумской толщи. В разрезе последней глины составляют 10,45 м, а пески 11,90 м. Такое высокое содержание глин связано

¹ Не смешивать с каракумской свитой А. В. Данова, относящейся к неогену и более известной в литературе под названием заунгузской свиты. — *Прим. ред.*

с придельтовым характером этих осадков. Судя по данным для Центральных Каракумов, количество прослоев линзообразно залегающих такырподобных глин обычно составляет от 20 до 40% мощности песков.

В целом каракумская толща характеризуется тонкой слоистостью, перемежаемостью слоев песков и глин, линзообразным залеганием, диагональной слоистостью, местами чередованием чисто аллювиальных осадков с горизонтами перевеянных песков, широким распространением гальки из переотложенных глин этой же толщи. О присутствии в ней местами гранитной щебенки сказано выше. Пески этой толщи в неперевеянном состоянии имеют всюду стально-серый, иногда голубовато- или зеленовато-серый цвет; они равномернозернисты, с резким преобладанием песчинок остроугольной неокатанной формы (окатаны лишь песчинки карбонатов).

Минералогический состав (по данным анализа 32 образцов, произведенного А. С. Запорожцевой) характеризуется большим количеством компонентов (45 минералов). В легкой фракции в среднем содержится 37,9% кварца, 16,9% полевых шпатов, 9% карбонатов, 36,3% непрозрачных зерен, до 4% халцедона и некоторое, весьма резко колеблющееся, количество слюды. Тяжелой фракции в этих песках относительно много, обычно от 1,5 до 4,0% (даже в западных районах), причем количество ее настолько резко колеблется в зависимости от местных условий, что трудно установить закономерности, связанные с удалением от гор или механическим составом песков. Из минералов тяжелой фракции, помимо непрозрачных зерен (в среднем 37,9%) и рудных (в среднем 14,3%), преобладают роговые обманки, в том числе и актинолит (в среднем 19,7%).

Фауна в песках аллювия пра-Аму-Дарьи очень редка, за исключением дельтовой части. Это полностью соответствует современным условиям Аму-Дарьи и объясняется большой скоростью течения, мутностью потока и подвижностью песчаного дна, что крайне неблагоприятно для жизни моллюсков. Обильная фауна встречена лишь в низовьях Узбоя в наносах пра-Аму-Дарьи, в зоне авандельты, где в заливе нижнечетвертичного моря воды, очевидно, были более спокойны и прозрачны. Здесь Б. А. Федоровичем и А. С. Кесь были собраны многочисленные пресноводные формы: *Corbicula fluminalis* Müll., *Unio*, *Anodonta*, *Valvata* cf. *piscinalis* Müll., *Limnaea* cf. *ovata* D'rap., *Planorbis* cf. *laevis* Ald., *Nitina schultzei* Grimm и ряд других (определения А. Г. Эберзина), смешанные с жившими здесь же в дельтовом заливе морскими формами *Didacna*, в частности *D. incrassata* Vog. (Кесь, 1939).

Аллювиальные отложения древних и современной дельт Мургаба. Отложения субаэральных, или слепых, дельт Мургаба развиты в пределах Марыйского (Мервского) оазиса, занимающего площадь около 2500 км², и подразделяются на осадки трех террас-дельт (Федорович и Кесь, 1934).

Исследования Б. А. Федоровича и А. С. Кесь показали, что Марыйский оазис является лишь незначительной частью дельтовой области Мургаба, так как окружающие пространства Каракумов сложены отложениями более древних его террас-дельт. В целом эта древнедельтовая область занимает площадь около 33 тыс. км², т. е. в 13—14 раз большую площади оазиса. На востоке осадки Мургаба доходят до ст. Учаджи, где резко отличаются от серых слюдистых песков амударьинских наносов своим ржаво-палевым оттенком, уплотненностью и мелкозернистостью песков, а главное обилием фауны *Planorbis* и *Limnaea*.

Отсюда граница бывшей дельты Мургаба идет на северо-запад, к колдцу Ханкую, причем на периферии осадки Мургаба налегают на каракумскую толщу осадков пра-Аму-Дарьи. В пределах этой обширной области довольно резко выделяются две террасы (четвертая и пятая).

Пятая (самая древняя) терраса Мургаба, сложенная наиболее крупнозернистыми и чистыми песками, хорошо выражена на левобережье среднего течения Мургаба и к западу от Марыйского оазиса. На правобережье Мургаба благодаря новым исследованиям М. К. Граве область ее предполагавшегося распространения значительно сузилась.

Четвертая терраса-дельта охватывает основные пространства и характеризуется обилием моллюсков *Planorbis albus* Müll., *Limnaea (Radix) auricularia* L. Она сложена средне- и мелкозернистыми песками, супесями и тяжелыми плотными суглинками, но не глинами. Характерны ржавая красновато-оранжевая окраска ее осадков и уплотненность их за счет цементации илистым веществом, а местами гипсом. Мощность осадков террасы обычно превышает 20—25 м, а в центральных частях дельты измеряется многими десятками метров. Поверхность ее покрыта эоловыми песками; высота полузакрепленных продольных гряд на четвертой террасе обычно не превышает 3—6 м.

На север от оазиса область распространения четвертой и пятой террас-дельт еще недостаточно изучена, и их расчленение здесь не произведено.

Третья терраса-дельта Мургаба (байрамалийская) начинается от г. Иолотань, слагает как левобережную южную часть оазиса (район канала Хан-Яб), так и правобережную, лежащую восточнее линии Каушут-Хан-Бент — Байрам-Али — староречье Джар, и охватывает все культурные земли Байрамалийского оазиса. Отложения ее наиболее пестры по составу. На заброшенных, прежде орошавшихся землях преобладают тяжелые суглинки. Слоистые толщи суглинков, супесей и коричневатых глин этой террасы местами переслаиваются со слоями песка мощностью 1 м. В районе главных русел залегают довольно мощные пески. Мощность отложений третьей террасы в районе г. Иолотань превышает 20 м, в районе Советского канала равна 10—15 м.

Вторая терраса-дельта (мервская) начинается на юго-востоке в районе плотины Каушут-Хан-Бент и охватывает непосредственно Марыйский оазис. Состав ее осадков довольно пестрый. В целом это свита серых лёссовидных тонкозернистых супесей с вертикальной отдельностью, чередующихся с породами, переходными к суглинкам, и с песками; она заключает в себе отдельные слои (до 60 см) пластичных жирных глин голубого цвета среди слоев супесей мощностью 1—3 м. На окраинах дельты в ее разрезе появляются прослойки погребенных эоловых песков. Общая мощность осадков этой террасы не превышает 10—15 м. Отложения этой дельты характеризуются наличием *Corbicula fluminalis* Müll., живущей и сейчас в русле и каналах Мургаба, но полностью отсутствующей в более древних его отложениях.

Первая, наиболее молодая терраса слабо выражена и, как правило, не выходит за пределы русла, за исключением области разливов, лежащей севернее оазиса.

Характерно, что пески дельтовых отложений Мургаба во многом сходны по своему минералогическому составу с амударьинскими наносами, но резко отличаются от них наличием пироксенов, происшедших от разрушения третичных андезитов, широко распространенных в Паропамизе и отсутствующих в бассейне питания Аму-Дарьи. Общая мощ-

ность всех дельтовых осадков Мургаба достигает в центральных ее частях (скважина в Байрам-Али) 140,8 м.

Аллювиальные отложения древних и современной дельт Теджена. В течение, очевидно, всей истории существования Теджена количество воды в нем было меньше, чем в Мургабе (резкое сокращение его расходов в последние годы вызвано усиленным разбором вод на ирригацию в верховьях). Однако площадь древних дельт Теджена и Мургаба одинакова, что связано, повидимому, с более глинистым характером осадков Теджена, легче растекающихся на большие расстояния и дающих более плоскую дельтовую равнину. Мощность осадков Теджена даже в окраинных частях дельты (ст. Такыр) равна 40 м, и можно предполагать, что в центральных частях она окажется равной примерно 100 м.

Четвертичные дельты Теджена изучены еще недостаточно, и об их стратиграфии можно судить лишь косвенно, по аналогии с террасами среднего течения. Границы его древних дельт с точностью также не околтурены, но в целом охватывают территорию, лежащую от древней дельты Мургаба на востоке до пролювиальной предгорной Прикопетадагской равнины на юго-западе и района Каррычерля на северо-западе. В связи с более глинистым характером осадочных толщ Теджена по всей области его дельт, как молодых, так и древних, широко распространены такыры, местами занимающие громадные пространства.

Аллювиальные и озерные отложения Узбоя. Аллювиальные отложения слагают поверхность террас и дно русла в долине Узбоя. Наибольшее развитие их наблюдается в нижней части долины, ниже Аджикуинской излучины, где долина достигает значительной ширины до 4—6 км. В средней и верхней части долины, где преобладали процессы эрозии, отложение осадков происходило в весьма незначительной степени и террасы имеют преимущественно эрозионный характер.

Как известно, Узбой представлял собой реку, вытекавшую из Сарыкамышского озера и впадавшую в Каспийское море. Период существования этой реки по современным представлениям относится к позднехвалынскому и началу новокаспийского времени. Формирование речной долины и накопление осадков, как показали исследования А. С. Кесь (1939, 1952), происходили в условиях общего значительного понижения уровня Каспийского моря, которое не было непрерывным, а сменялось временами повышениями. При этих условиях формировались террасы эрозионного и аккумулятивного характера.

А. С. Кесь (1939) выделила четыре террасы, каждая из которых опиралась на определенный уровень Каспийского моря. Образование трех верхних террас относится ею к хвалынскому, а первой (нижней) — к новокаспийскому времени. Более поздние исследования позволяют отнести к собственно Узбою лишь три нижние террасы, из которых самая нижняя (первая) выражена очень неотчетливо. Что касается верхней (четвертой) террасы, присутствие которой подтверждается лишь в средней части долины, то она, согласно последним представлениям А. С. Кесь (1952), сложена на значительном протяжении отложениями озерных разливов, образовавшихся в начальной стадии формирования долины.

Поскольку долина Узбоя в большей части своего протяжения прорезана в нижнечетвертичных аллювиальных отложениях пра-Аму-Дарьи, а поступавшие в Узбой воды были лишены взвешенного материала, который оседал в Присарыкамышской дельте и на восточном склоне

Сарыкамышской впадины, отложения Узоя образовались в основном за счет размывания и переотложения нижнечетвертичного аллювия и литологически сходны с последним.

Представлены узбойские аллювиальные отложения рыхлыми песчано-глинистыми осадками. Преобладают светлосерые, желтовато- и зеленовато-серые мелкозернистые пылеватые пески и супеси; они нередко чередуются с подчиненными им глинами и суглинками, которые в отдельных участках приобретают более значительное развитие. В местах прорезания долиной меловых и третичных пород отложения Узоя включают в себе примесь гравийно-галечного материала, а иногда и гравийно-галечные прослои, которые, однако, быстро исчезают с удалением от выходов размывавшихся дочетвертичных пород.

Мощность узбойского аллювия непостоянна. Местами она достигает 8—10 и даже 15 м, обычно же значительно меньше, и на отдельных участках дно Узоя сложено непосредственно более древними породами.

Характерной особенностью узбойских отложений является обилие в них раковин моллюсков, обитавших в Сарыкамышском озере, главным образом *Dretssensia* и *Theodoxus*. В низовьях местами встречаются также раковины морских моллюсков, переотложенные из хвалынских и более древних отложений (Кесь, 1939).

От описанных отложений существенно отличаются развитые в средней части долины отложения так называемой четвертой террасы, в которых значительную роль играют глинистые осадки, а из фауны встречаются многочисленные *Anodonta*.

Более молодыми, чем узбойский аллювий, являются озерные отложения, развитые в изолированных участках русла и старицах Узоя, где и в настоящее время располагаются соленые и пресные озера, питающиеся за счет подтока грунтовых вод. Озерные отложения представлены песчано-илистыми осадками, среди которых в ряде пунктов установлены залежи соли. Максимальная мощность соли, по данным буроватых работ Туркменского геологического управления, достигает ниже Куртышских порогов 16 и даже 22 м. Образование озерных отложений относится к последнему этапу развития долины, когда вследствие понижения уровня Сарыкамышского озера р. Узой прекратила свое существование.

Эоловые отложения Каракумов распространены чрезвычайно широко и занимают почти всю площадь пустыни, за исключением супесчаных и суглинистых дельт и такырных поверхностей. Обычно эоловые пески залегают не сплошным, а сетчатым покровом, о чем было сказано при описании Чильмамедкумов. Это не исключает того, что в районах усиления дефляции (например, на краевых частях плаю или куэст) могут быть сформированы ветром гряды, лишенные эолового покрова и сплошь состоящие из неперевеянных толщ. Таковы, например, некоторые районы Заунгузских Каракумов. Наоборот, в местах уменьшения ветровой скорости и усиления аккумуляции появляются участки исключительно аккумулятивного эолового рельефа и сплошного эолового плаща. Таков, например, пологий вал, появляющийся к югу от участков наиболее резко выраженного Унгузского чинка.

В северо-восточной части Заунгузских Каракумов, в районе обширного Питнякского поднятия, развеванию подвергались и подвергаются меловые кварцевые пески, за счет продуктов разрушения которых в прилегающих к югу районах образовались пески плиоцена. В силу этого

золотые пески здесь на выходах как меловых, так и плиоценовых отложений имеют состав, связанный с меловыми отложениями.

На всем остальном пространстве Заунгузских Каракумов золотые пески образовались за счет развевания слагающих эту область плиоценовых аллювиальных осадков. В минералогическом отношении они весьма сходны как между собой, так и с современным аллювием Аму-Дарьи, резко отличаясь лишь большей окатанностью зерен, наличием полировки на округлых зернах карбонатов, железистого лака на кварцевых зернах, уменьшением количества непрозрачных зерен разложившихся минералов (в среднем 25,4%) и значительной пелитизацией полевых шпатов. Как это имеет место в песках Юго-Восточных Каракумов, количество карбонатов здесь высокое, от 3 до 33% (в среднем 12,8%), но вследствие вторичного обогащения наиболее устойчивыми минералами преобладает кварц (29,7—60,5%; в среднем из 21 образца 45,5%). Количество полевых шпатов колеблется от 11,5 до 23,7%, в среднем составляя 16,3%, что лишь на 2% меньше их содержания в непереветренных плиоценовых песках.

На территории Низменных Каракумов, где золотые пески образовались за счет развевания нижнечетвертичных аллювиальных отложений, они мало отличаются от непереветренных по своему минералогическому составу, за исключением лишь уменьшения в них количества карбонатов и слюд. Механический состав их отличается почти полным отсутствием пылеватых фракций и грубых зерен, а также большей окатанностью зерен, что особенно резко проявляется в барханных песках.

Мощность золотого плаща песков при одинаковых ландшафтных и аэродинамических условиях резко колеблется в зависимости от его возраста (длительности перевевания). Принимая эту мощность в среднем равной половине высоты песчаных гряд, можно считать, что для грядовых песков, полужакрепленных дерновым покровом, она составляет в среднем на плиоценовых отложениях Заунгузских Каракумов 10—20 м (до 30 м), на аллювиальной толще Низменных Каракумов 5—8 м, на третьей террасе Мургаба уменьшается до 3—4 м и на второй не превышает 1—2 м. В районах же действия сильных ветров, например в западной части Каракумов, мощность золотого покрова на оголенном барханном рельефе резко возрастает, достигая за послехвалынское время на третьей террасе Каспия 50—74 м.

Элювиальные отложения развиты в Каракумах достаточно широко. К ним относятся отложения такыров и гаммад.

Такыры представляют собой участки развития глинистых отложений, внутри часто пористых, твердых, растрескавшихся на 4—5—6-гранные отдельности, имеющие 6—12 см в поперечнике. Они являются почвенно-элювиальным образованием, формирующимся чаще всего на выходах глинистых слоев, иногда в результате вымывания из песков в западины рельефа илистых фракций. Мощность такырного горизонта невелика и составляет обычно 20—40 см; ниже он переходит либо в пески, либо в глины.

Гаммады — щебневые пространства, образовавшиеся вследствие развевания песков и концентрации на поверхности содержащегося в них обломочного материала; распространены они в основном в двух районах. В Заунгузских Каракумах, особенно в восточной их части, широко развит элювиальный покров из известковых и известково-железистых стяжений, которые первоначально представляли собой карбонатный горизонт плиоценовых почв, а местами желваки озерных конкреционных

известняков плиоцена. Местами, особенно в Питнякском районе, на выходах отложений меловой системы, на поверхности роговиковой щебенки образуется типичный для гаммады пустынный черный лак. В Юго-Восточных Каракумах гаммады образуются на участках золотого обогащения галек и щебня, содержащихся в песках пра-Аму-Дарьи. В Центральных Каракумах к элювиальным осадкам могут быть причислены также присыпки мелкой дресвы, образовавшейся путем обогащения карбонатного почвенного горизонта, содержащего известковые стяжения.

Химические осадки развиты в Каракумах узко локально. К ним, помимо вышеуказанных соляных залежей в русле Узоя, относятся: 1) весьма изменчивые в зависимости от времени года соляные почвообразования солончаков (выцветы, пухлый пылеватый сульфатный слой, соляная корка) и 2) кристаллы гипса репетекского типа, состоящие на три четверти из песка и образующиеся под песчаными влажными солончаками на глубине 20—50 см.

Прикаспийская низменность

Основные пространства этого района в четвертичное время покрывались морем и поэтому являются областью распространения морских осадков, описанных в разделе о морских четвертичных отложениях.

В северной части низменности имеются наиболее западные выходы каракумской толщи, представляющей аллювиальные отложения пра-Аму-Дарьи, дельта которой во второй половине хазарского времени, согласно П. В. Федорову, распространялась на запад до современного побережья Каспия. К верхам этой толщи приурочена находка ископаемого слона *Elephas wüsti* М. Р а v l. (Федоров, 1945). Эта толща покрывается морскими отложениями хвалынской трансгрессии.

Более молодыми являются аллювиальные отложения Узоя, развитые как в низовьях собственно Узоя, так и по долине Актам, выходящей из солончака Кёлькор. По Актаму развиты отложения самой молодой (первой) террасы Узоя, на поверхности которой встречаются раковины *Planorbis*, *Limnaea*, *Anadonta* (Кесь, 1939). К этой террасе прислонены морские отложения с *Cardium edule* L., покрывающие дно русла.

С дельтой Узоя связаны торфоподобные залежи, распространенные на площади бывшего Балханского залива под отложениями с *Cardium edule* L.

Осадки древних и современной дельт Атрека охватывают обширную территорию почти всей южной половины приморской равнины. По данным А. Г. Доскач, эти осадки подразделяются на четыре толщи, соответствующие четырем последовательным террасам-дельтам.

Отложения древней (четвертой) дельты Атрека, развитые на северо-востоке района, сложены слабослоистыми лёссовидными суглинками и глинами с пресноводной фауной. Образование этой дельты соответствует времени максимального подъема уровня хвалынского моря до абсолютной высоты около 50 м.

Отложения следующей (третьей) дельты-террасы Атрека, слагающие так называемую Мессерианскую равнину, представлены слоистыми зеленоватыми суглинками и супесями, перемежающимися с лёссовидными желтыми глинами и суглинками. Накопление этих осадков происходило на фоне отступления хвалынского моря и понижения его

уровня до абсолютного нуля. Очевидно, под поверхностью этой дельты скрыты осадки погребенных террас.

Отложения второй надпойменной дельты-террасы Атрека состоят из глин, песков и суглинков, быстро сменяющих друг друга как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Накопление этой толщи происходило при уровне моря на 3—5 м ниже, чем во время окончания образования Мессерианской дельты.

Более молодая дельта, или первая надпойменная терраса, сложена аналогичной серией глин, песков и суглинков и связана с морем новокаспийского времени. Мощность ее крайне незначительна и измеряется несколькими метрами, местами равна 1—1,5 м.

Слагающие всю восточную половину низменности пролювиальные предгорные выносы вследствие широкого развития в Западном Копет-Даге глинистых и мергелистых легко размываемых кайнозойских толщ обладают большой мощностью и преимущественно глинистым составом, что приводит к развитию на их поверхности такырного горизонта. Толща их тонкослоиста, включает слои щебневых накоплений, супесей и грубых суглинков. Мощность ее измеряется многими десятками метров. Стратификация этой толщи, дающей лишь незначительные обнажения в руслах обычно сухих оврагов, остается неустановленной.

Бадхыз и Карабиль

В возвышенных междуречьях Теджен—Мургаб—Аму-Дарья четвертичные отложения развиты либо в виде эолового плаща в песчаных массивах, либо в виде речных отложений Теджена и Мургаба. Не исключена, однако, возможность, что относимая обычно к неогену карабильская свита частично в верхних слоях относится и к четвертичному периоду (Шумов и Шуршалина, 1947, 1948); она же послужила исходным материалом для эоловых песков. Слагают эту толщу рыхлые гипсированные ржаво-красноватые песчаники, часто со скрытой слоистостью, имеющие мощность на Карабилье до 200 м. В этой толще в южной части Карабиля имеются прослои (до 2 м) галечно-щебнистых пролювиально-аллювиальных выносов с Паропамиза. Основная часть состава этой толщи имеет аллювиально-пролювиальное происхождение, но однородность и тонкозернистость осадков Карабиля и Бадхыза, особенно в их северных частях, возможно, связаны со значительным эоловым привнесом материала из Каракумов.

Аллювиальные отложения, лучше всего изученные в долине Мургаба, слагают пять последовательных террас, прослеживающихся и в его притоках. Их образование протекало на фоне неравномерных вертикальных движений. В силу этого, например, на р. Кушке две наиболее древние (V и IV) галечные террасы, отложения которых перекрыты лёсами, наложены одна на другую, а в них врезана современная долина, в которой имеется третья терраса, погребенная под галечными осадками второй, и уже внутри них заложена современная пойма. Ниже, в среднем течении Мургаба (например, близ впадения Кушки в Мургаб, ниже пос. Ташкепри), вследствие более равномерного и глубокого врезания реки все террасы приобретают вложенный характер, а состав их, в значительной мере связанный с размываемыми толщами, является более мелкообломочным.

Наиболее древняя, пятая терраса Мургаба, расположенная на уровне 30—35 м над рекой, сложена крупно- и среднезернистыми серо-

ватыми песками с фауной *Pharnacella* sp. Эта широкая терраса хорошо выражена в рельефе и прослеживается на левобережье по всему 120-километровому течению до дельты. Поверхность ее сильно переувенана и характеризуется грядово-лунковым рельефом с эоловым чехлом мощностью примерно до 3—4 м. Четвертая терраса, залегающая на высоте 17 м над рекой и отделенная от трех нижних резким обрывом, сложена толщей красноватых слоистых песков, переслаивающихся с супесями. Поверхность ее имеет волнистый характер вследствие эоловой переработки. Третья терраса, соответствующая Байрамалийской дельте и залегающая на высоте 7 м над рекой, обладает наибольшей глинистостью, заключая среди песков и супесей слои глин. Поверхность ее часто затакырена, что связано не только с ее глинистым характером, но и давно применяющимся здесь орошением.

Вторая терраса, приподнятая на 4—4,7 м, сложена преимущественно супесями. Первая терраса, расположенная на высоте 2,7 м над рекой, также супесчаная. Широкая пойма сложена галечниками, и русло имеет блуждающий характер. Нижняя часть долины с широкой поймой здесь переуглублена и мощность галечно-песчаных наносов доходит до 37 м.

Долина Аму-Дарьи

Долина Аму-Дарьи разделяется на следующие области: 1) область среднего течения вдоль окраины Юго-Восточных Каракумов, 2) область прорыва Заунгузского плато, 3) область низовий и дельт. В каждой из этих областей четвертичные отложения залегают и распространены различно.

В пределах первой области (до Эльджикских возвышенностей) расположена эрозионно-аккумулятивная зона. Здесь Аму-Дарья размывает и одновременно энергично отлагает наносы. На протяжении всей своей истории отчасти вследствие поднятия левобережья, но главным образом согласно закону Бэра—Кориолиса она постоянно отлагает наносы на левобережье и подмывает свой правый берег, сложенный в основном коренными породами — континентальными неогеновыми отложениями. Поэтому ее четвертичные отложения развиты лишь на левобережье.

О составе более древних четвертичных отложений, относимых к наносам пра-Аму-Дарьи, имевшей сток на запад через Каракумы в Каспийское море, сказано выше; поэтому здесь рассматриваются лишь более молодые осадки от хвалынских и моложе, т. е. от момента поворота Аму-Дарьи на север. Вполне возможно, что прорыв ею Заунгузского плато привел к энергичной эрозии, в результате чего в Юго-Восточных Каракумах отсутствуют осадки, синхронные третьей — байрамалийской суглинистой террасе Мургаба. Более молодыми, чем отложения каракумской толщи, которая синхронна четвертой террасе Мургаба, здесь, по данным А. А. Ямнова, являются лишь отложения молодых террас: тугайной, высокой пойменной и низкой пойменной.

Полное тождество литологического состава всех этих террас с каракумской толщей и отсутствие глубоких обнажений затрудняют установление мощности каждой из них. Характерно, что во всем этом районе мощность четвертичных аллювиальных осадков быстро уменьшается у правобережья. Так, например, у г. Чарджоу на тугайной террасе (второй, или надпойменной) под слоем (1,20 м) ирригационных наносов в виде темного суглинка и супеси залегают толща песков, сменяющаяся

на глубине 25,20 м неогеновой толщей желтых глин и песчаников. Гипсометрические различия этих террас невелики, колеблясь в пределах 1—2 м; уклон террас направлен от реки.

В области Заунгузского поднятия, где долина Аму-Дарьи глубоко врезана, русло занимает почти всю ширину долины. Оно выполнено тонкозернистыми песками, переслаивающимися с суглинками. Мощность их ниже русла, местами превышает 20 м. Выше поймы на уровне от 2 до 5 м над меженным уровнем реки залегает тугайная аккумулятивная терраса, сложенная слоистой толщей суглинков, супесей и песков. Описанные П. С. Макеевым (1937а) вторая и третья эрозионные террасы, по данным детальных исследований М. К. Граве в 1946 г., здесь отсутствуют и являются денудационными уступами, связанными с выходами плотных слоев. Отсутствие ряда террас в области прорыва Аму-Дарьей Заунгузских Каракумов, очевидно, связано с интенсивным их поднятием и не менее энергичным пропиливанием легко размываемых толщ меандрирующей здесь рекой.

В области низовьев Аму-Дарьи, начиная от теснины Тюя-Муюн, располагается зона аккумуляции, сложенная преимущественно серыми слюдистыми песками, неотличимыми от современного аллювия реки. Десятилетние исследования Б. М. Георгиевского (1937, 1937б) позволили ему выделить на левобережье последовательно накопившиеся толщи: 1) древние дельтово-озерные отложения, вскрытые преимущественно на южной окраине; 2) дельтово-аллювиальные отложения древних потоков, существовавших до Дарьялыка и Даудана; 3) аллювиальные отложения Даудана; 4) аллювиальные отложения Дарьялыка и 5) современные отложения Аму-Дарьи.

Древние дельтово-озерные отложения представлены преимущественно тяжелыми глинами озерного типа и не содержат раковин *Corbicula fluminalis* Müll., типичных для всех вышележащих аллювиальных толщ. Более молодые осадки (толщи 3—5), помимо *Corbicula fluminalis* Müll., местами заключают *Limnaea*, *Planorbis*, *Unio* и *Dreissensia*.

Механический и литологический состав этих слоистых толщ песков, супесей и суглинков весьма сходен. В каждой из них прослеживаются две фации: в области действия самого потока, его основного русла, происходит накопление рыхлой, однородной, лишенной прослоев толщи мелкозернистых песков; в областях, лежащих за пределами русла, при разливах и временных прорывах отлагается переслаивающаяся толща супесей, суглинков и глин. Общая мощность аллювиальных толщ неизвестна; несомненно, она превышает здесь 20 м, за исключением окраины, где она быстро выклинивается.

Широко развитые в западной части низовьев Аму-Дарьи древне-аллювиальные отложения Кунядарьинской (присарыкамышской) дельты сложены толщей тонкозернистых слюдистых песков, заключающих иногда глиняную гальку и гравий, сероватых и светлорыжеватых суглинков и супесей, часто с тонкой диагональной слоистостью. Эти толщи на западе близ Сарыкамышской котловины переслаиваются с ее озерными осадками и имеют мощность более 30 м¹. На древних иррига-

¹ Последними исследованиями экспедиции Всесоюзного аэрогеологического треста (А. А. Ямнов, Л. П. Копеевич, В. З. Урецкий и др.) установлено, что амударьинский аллювий в области Кунядарьинской дельты достигает мощности 35—40 м и подстилается более древней четвертичной толщей озерно-аллювиального происхождения (см. ниже очерк А. А. Ямнова). — Прим. ред.

ционных землях поверхность этой аллювиальной равнины, орошавшейся еще в древние века, покрыта на громадных пространствах такырным горизонтом.

Озерные отложения района Сарыкамышской впадины

Четвертичные озерные отложения распространены на значительной площади в северных районах Туркмении. Они покрывают Сарыкамышскую котловину, прослеживаются отсюда к югу по Верхнеузбойскому «коридору» почти до колодцев Бала-Ишем, переходя еще далее к югу в аллювиальные отложения Узбоя, местами имеются в Кунядарьинской дельте Аму-Дарьи и проникают на северо-западе за пределы Туркмении вглубь Устюрта.

Наличие в Сарыкамышской впадине следов заполнявшего ее водного бассейна констатировано первыми ее исследователями. Широкое распространение осадков этого водоема установили еще в 80-х годах прошлого столетия А. М. Коншин (1885б, 1893, 1897) и А. Э. Гедройц (1882). Исследования Н. А. Димо (1915) и А. Д. Архангельского (1915а, 1931) в 1913—1915 гг. показали, что здесь развиты две группы осадков. Более ранние, отлагавшиеся в едином крупном пресном бассейне, и более поздние, которые образовались в нескольких небольших разобщенных соленых озерах.

Более полные сведения об этих отложениях были получены в 1934—1935 гг. при исследованиях экспедиции Академии наук СССР. В результате этих исследований И. П. Герасимов (1938, 1940 г.) дал характеристику главнейших типов осадков и их фауны, А. С. Кесь и Б. А. Федорович (Кесь, 1939) установили контур бассейна в его южной части и выяснили характер развитых здесь озерных осадков, Э. М. Мурзаев (1940б) привел некоторые данные о высоте залегания этих отложений на юго-восточной окраине бассейна.

Позднее Н. П. Лупповым (1946а, б, 1948а) были собраны дополнительные данные о характере и распространении озерных осадков и контурах озерного бассейна и, в частности, установлено, что Сарыкамышское озеро заливало на северо-западе впадину Ассак-Аудан.

Новые данные о сарыкамышских озерных отложениях и истории Сарыкамышского бассейна были получены при производившихся в 1951—1952 гг. исследованиях экспедиций Академии наук СССР (Кесь, 1952; Эберзин, 1952б) и Узбойской экспедиции Всесоюзного аэрогеологического треста (А. А. Ямнов, В. П. Петров, В. В. Прусов и др.).

Сарыкамышские озерные отложения представляют осадки огромного озера, питавшегося водами Аму-Дарьи и отдававшего избыток своих вод по Узбою в Каспийское море. Максимальный уровень Сарыкамышского озера в соответствии с последними детальными исследованиями равен +58 м во всех районах распространения сарыкамышских отложений. Указания Э. М. Мурзаева (1940б) на следы более высокого (до абсолютной отметки +67 м) распространения озерных осадков в юго-восточной части Сарыкамышского бассейна ошибочны и не подтверждаются новыми данными, основанными на анализе последней топографической карты.

Исследованиями А. С. Кесь, Б. А. Федоровича и Н. П. Луппова выяснены контуры Сарыкамышского озера со всех сторон, кроме восточной, где осадки озера без резкой границы сменяются дельтовыми отложениями Аму-Дарьи (рис. 47). По геоморфологическим особенно-

стям отчетливо различаются северная, более глубокая часть озера, заполнявшего Сарыкамышскую котловину, где глубины достигали 100 м, и южная, более мелкая, приуроченная к Верхнеустуртскому «коридору», где глубины не превышали 20 м. На юге озеро заканчивалось несколькими заливами, из которых наиболее длинный являлся местом истока

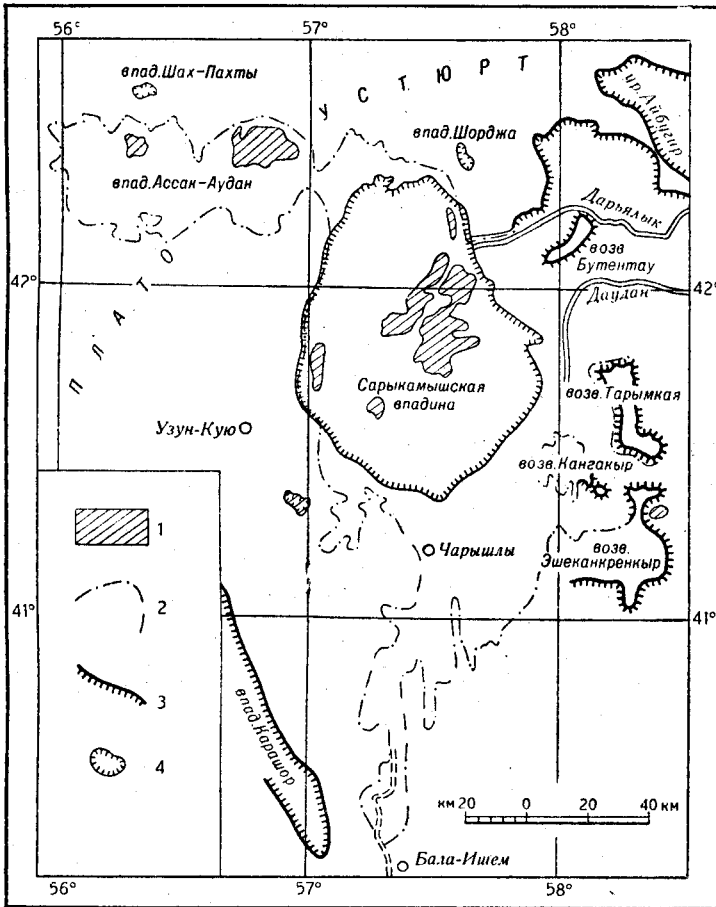


Рис. 47. Схематическая карта Сарыкамышского озера (по Н. П. Луппову)

1 — площадь распространения слоев с *Cardium edule* L.; 2 — береговая линия Сарыкамышского озера в момент его максимального уровня; 3 — чинки Устурта и останцов; 4 — бессточные впадины

Узбоя. На севере Сарыкамышское озеро образовало мелководный залив в ур. Шорджа. От последнего, отделяясь узким, очень мелководным проливом, отходил в западном направлении в глыб Устурта почти изолированный широко вытянутый залив, заполнявший впадину Ассак-Аудан, в котором глубины местами превышали 30 м. Наконец, на востоке, в момент максимального уровня воды, озеро покрывало часть аллювиальной равнины, достигая не только останцов Бутентау, Тарымка и Яныджакыр, но местами проникая и дальше на восток.

Характер осадков в различных частях Сарыкамышского озера различен. Данные И. П. Герасимова (1940) и более поздние наблюдения Н. П. Луппова позволяют выделить здесь следующие типы осадков.

На северном и западном склонах Сарыкамышской впадины, где происходило подмывание озером миоценовых пород устюртских чинков, развиты белые мучнистые мергелистые глины, представляющие продукт размыва и переотложения в спокойных озерных водах известковистых и мергельных третичных пород Устюрта. Мощность этих осадков достигает (по данным И. П. Герасимова) 15—20 м и уменьшается по мере удаления от чинков до полного выклинивания в центральной части впадины.

На восточном склоне впадины, где в озеро впадали воды Аму-Дарьи, развиты светлокорицевые глины, переслаивающиеся с серыми песками, общей мощностью до 20 м и более. Эти отложения И. П. Герасимов справедливо рассматривает как типичную фацию дельтовых осадков, отложенных под уровнем озера, в подводном участке дельты.

В южной части впадины и на прилегающих к ней с юга участках поверхности, где вследствие удаленности берегов почти не было поступления терригенного материала, развиты щебнисто-песчано-глинистые осадки мощностью не более 1—2 м, прикрывающие выходы миоценовых пород; они, повидимому, являются продуктом переотложения водами озера первичного элювиального покрова.

Далее к югу, в южных заливах бассейна, эти отложения сменяются более мощными (не менее 5—6 м) светлосерыми, пепельно-серыми, белесоватыми и светлокорицевыми тонкозернистыми песками и песчанистыми глинами, которые образовались за счет переотложения слоев заунгузской свиты, нижнечетвертичных аллювиальных отложений и эоловых песков. Среди этих отложений А. С. Кесь (1952) и геологи Узбойской экспедиции указывают наличие обильных растительных остатков, образующих на отдельных участках торфянистые прослои.

Последний тип сарыкамышских озерных осадков представляют отложения береговых валов. Помимо максимального берегового вала, соответствующего уровню озера +58,0 м, имеется еще ряд валов, образовавшихся при различных стадиях усыхания озера. Они в большинстве случаев состоят из мало окатанной или совершенно неокатанной щебенки миоценовых пород, свидетельствующей об отсутствии длительного перемывания материала волнами озера.

В качестве особого типа сарыкамышских озерных отложений И. П. Герасимовым (1940г) описаны оолитовые песчаники и конгломераты, развитые в центральной части впадины, в урочище Капылларкыр. Как показали исследования Узбойской экспедиции и А. Г. Эберзина (1952б), эти песчаники и конгломераты в действительности относятся к плиоценовому времени и представляют собой прибрежные отложения одной из последних стадий заполнявшего Сарыкамышскую впадину плиоценового (апшеронского) бассейна.

В последнее время А. С. Кесь (1952), Л. П. Копаевич, В. П. Петров и др. отмечают наличие нескольких (до четырех) озерных террас, которые несколько различались по характеру озерных осадков и соответствовали определенным стадиям развития Сарыкамышского бассейна.

Фауна Сарыкамышского бассейна довольно однообразна и состоит из смеси пресноводных и солоноватоводных форм. Здесь присутствуют (определения А. Г. Эберзина) *Dreissensia polymorpha* Pall. var. cf. *arnouldi* Loc. и var. cf. *fluviatilis* Pall., *Theodoxus pallasi* Lindh.,

Limnaea lagotis Schrank, *L. sp.*, *Clessiniola sp.*, *Planorbis sp.* и местами *Anodonta*. На более низких отметках развиты почти исключительно *Dreissensia* и *Theodoxus*; на более высоких отметках последние встречаются реже, но зато в большом количестве развиты *Limnaea* и появляются *Anodonta*. Подобная смена свидетельствует о более пресноводном характере бассейна во время его высокого уровня и осолонении при понижении уровня, что хорошо согласуется с прекращением к тому времени стока по Узбою.

Самыми молодыми из озерных отложений Сарыкамышской котловины являются слои, содержащие *Cardium edule* L., присутствие которых здесь впервые было указано О. А. Гриммом (1881). По Н. П. Луппову, они образовались не в едином бассейне, а в десяти не соединявшихся между собой водоемах, из которых шесть располагались в Сарыкамышской впадине, два в пределах впадины Ассак-Аудан, один на южной окраине дельты Аму-Дарьи и один в небольшой карстовой впадине, врезанной в миоцен Устюрта к юго-западу от Сарыкамышской котловины (см. рис. 47). Высоты, на которых отлагались слои с *Cardium edule* L., в различных впадинах весьма различны. В Сарыкамышской котловине они не поднимаются выше нулевой горизонтали, во впадине Ассак-Аудан лежат на высоте до +40 м, а в указанной выше карстовой впадине поднимаются еще выше.

Отложения, содержащие раковины *Cardium edule* L., представлены засоленными породами, характер которых непостоянен. Местами это тонкие глинистые пески и песчанистые глины, местами — более грубозернистые песчано-гравийные осадки. Из моллюсков преобладают *Cardium edule* L., наряду с которыми встречаются (определения А. Г. Эберзина) *Dreissensia polymorpha* Pall. var. cf. *fluviatilis* Pall, var. cf. *regularis* Andrus. и var. cf. *obtuscarinata* Andrus., *Theodoxus palast* Lindh., *Hydrobia pusilla* (Eichw.) Dyb.

Время образования этих отложений, по мнению А. Д. Архангельского (1931) и Н. П. Луппова (1946б), было отделено от времени накопления собственно сарыкамышских осадков периодом полного или почти полного усыхания Сарыкамышского озера. Эта точка зрения встречает возражения (Герасимов, 1940г; Ямнов и Кунин, 1953).

По мнению А. А. Ямнова, проникновение *Cardium edule* L. в Сарыкамыш могло быть связано еще со временем достаточно высокого стояния его вод, но расселение этого моллюска относится уже к периоду значительного понижения уровня и разобщения озера на отдельные водоемы. В последних в условиях непрерывного и прогрессирующего усыхания при отсутствии постоянного притока речных вод развивалась достаточно высокая минерализация воды, обеспечивавшая возможность существования этих моллюсков. В связи с этим расселение указанного моллюска в различных впадинах могло происходить не одновременно, а по мере того как водоем, заполнявший ту или иную впадину, обособлялся от общего Сарыкамышского бассейна и приобретал повышенную минерализацию воды.

Наличие отложений с *Cardium edule* L. в отдельной карстовой впадине в миоцене Устюрта к юго-западу от Сарыкамыша, впервые отмеченное Н. П. Лупповым (1946б), можно объяснить, по мнению А. А. Ямнова, проникновением личинок этого моллюска вместе с водами Сарыкамыша по подземным карстовым пустотам. Необходимо отметить, что это единственный случай нахождения *Cardium edule* L. в котловине, морфологически разобщенной с Сарыкамышской впадиной даже при

максимальном уровне стояния озерных вод. При этом чрезвычайно широкое развитие карстовых явлений на узком перешейке, отделяющем эту котловину от Сарыкамыша, исключает возможность ее полной изоляции от Сарыкамышского озера в момент высокого стояния уровня его вод.

Вопрос о времени существования Сарыкамышского озера и вытекавшей из него р. Узбой еще в прошлом столетии явился предметом острой дискуссии. Согласно сложившимся к настоящему времени взглядам, основанным главным образом на исследованиях И. П. Герасимова (1938, 1940г), А. С. Кесь (1939, 1952) и Б. А. Федоровича (1952), озеро возникло во второй половине четвертичного периода в результате проникновения в Сарыкамышскую впадину амударьинских вод после того, как Аму-Дарья покинула Низменные Каракумы и повернула на север.

При высоком стоянии уровня озера (свыше +50 м) происходил сток из него по Узбою к Каспийскому морю. Этот сток начался в конце хвалынского века и продолжался во время начала новокаспийской трансгрессии. Уменьшение, а затем и полное прекращение поступления амударьинских вод в Сарыкамыш вызвали падение уровня озера и прекращение стока по Узбою; озеро распалось на ряд небольших изолированных водоемов, постепенно высыхавших.

В последнее время при геолого-геоморфологических и археологических исследованиях получены новые данные, свидетельствующие о существовании пресного Сарыкамышского озера значительно позднее, в эпоху позднего средневековья (Ямнов и Кунин, 1953; Ямнов, 1953; Толстов, Кесь и Жданко, 1954). Они заключаются в обнаружении на склонах Сарыкамышской котловины и полузамкнутых понижений южных заливов Сарыкамышского озера следов ирригационных систем, действовавших на базе чигирного способа подъема воды из озера и относимых археологами к периоду XV — начало XVII века н. э. В наиболее молодых озерных отложениях, развитых на площади южных заливов, был обнаружен горизонт дерновины, состоящей из прекрасно сохранившихся стеблей и корневищ растений, резко отличающихся по своей сохранности от превращенных в торф растительных остатков, присутствующих в более древних сарыкамышских отложениях (Ямнов, 1953). Озеро, существовавшее в XV—XVII вв., вероятно, не было непосредственным преемником более древнего озера, а образовалось в результате нового затопления амударьинскими водами уже осушенной или почти осушенной впадины. Что касается отложений с *Cardium edule* L., то названный моллюск мог обитать в осолонившейся воде как в бассейнах, возникших при первоначальном высыхании и распадении Сарыкамышского озера до нового затопления впадины, так и при сокращении размеров вновь возникшего водоема, т. е. в течение последних столетий.

Вопросы синхронизации четвертичных отложений равнинных областей

Проблема синхронизации четвертичных отложений Туркмении очень сложна, и современное состояние знаний не позволяет еще произвести полное сопоставление осадков различных районов. Отсутствие фауны в одних свитах и наличие в других отложениях таких моллюсков, которые одинаково типичны для всего четвертичного периода, не позволяют сделать это с нужной достоверностью. Однако успехи геоморфологического исследования Туркмении дают возможность использовать

геоморфологический метод в качестве ведущего и таким путем сделать попытку восстановления общей последовательности событий, обусловивших аккумуляцию осадочных толщ четвертичного периода.

Отложения четвертичного периода в западной части Туркмении начинаются мощной толщей бакинского яруса. Эта песчано-глинистая толща подстилается отложениями плиоценового возраста и подобно последним представляет собой отлагавшиеся на дне моря осадки, принесенные пра-Аму-Дарьей. Большое содержание в бакинских отложениях в районе Небит-Дага глинистых прослоев и тонкозернистых песков, рассматривающихся обычно как признак уменьшения водности потока, возможно, является следствием того, что эти осадки отлагались в глубокой дельтовой зоне в море, в то время как авандельта могла быть значительно восточнее. Об этом свидетельствуют перемытые раковины, типичные для бакинских отложений, найденные Б. А. Федоровичем и А. С. Кесь в долине Узбоя. Сейчас еще трудно говорить о континентальных аналогах бакинских отложений, но возможно, что с бакинскими отложениями надо синхронизировать серые слюдистые пески и суглинистые осадки Обручской степи. В дельте Мургаба в этом случае ей должны соответствовать крупнозернистые пески V террасы.

Хазарская трансгрессия сопоставляется обычно с временем максимального оледенения севера Европейской части СССР. В хазарское время, которое явилось последним моментом существования пра-Аму-Дарьи, интенсивно происходило накопление каракумской толщи аллювиальных серых слюдистых песков, прослеживающихся в понижениях выдувания по всей площади Центральных и Юго-Восточных Каракумов. В низовьях Узбоя к этому времени можно отнести также крупнозернистые слюдистые пески с *Corbicula fluminalis* Müll., очевидно представляющие собой отложения авандельты. Вполне возможно, что оголенные пески Чаган, лежащие к югу от восточной части Унгуза, приурочены к прирусловой зоне, соответствующей последним этапам накопления каракумской толщи. В дельте Мургаба этому времени соответствует IV терраса, сложенная красноцветными песками с *Pianorbis* и *Limnaea*, широко распространенными к северу и востоку от оазиса.

Хвалынская трансгрессия совпала с моментом прорыва Аму-Дарьи на север и прекращением существования пра-Аму-Дарьи в Центральных Каракумах. Глубоко вдававшийся в Центральные Каракумы залив хвалынского моря не принимал пресных вод ни с востока, со стороны пра-Аму-Дарьи, ни с севера, со стороны не существовавшего тогда еще Узбоя. Воды его были типично морскими, неопресненными, о чем свидетельствуют повсеместно встречающиеся раковины морских моллюсков.

В эту эпоху Аму-Дарья несла воды и наносы в Хорезмскую глубокую континентальную впадину. Заполнив ее наносами, Аму-Дарья сперва образовала Ахчадарьинскую дельту на юго-восточном побережье Арала, а затем, прорвав перемычку между Устюртом и Заунгузскими Каракумами, затопила древние континентальные впадины Сарыкамыш и Ассак-Аудан. На месте прежней перемычки между Хорезмским (уровень которого располагался на высоте 90 м) и Сарыкамышским (максимальный уровень которого был 58 м) озерами сохранились столовые останцовые возвышенности Тузкыр, Кангакыр, Тарымкая, Бутентау и др. Дельтово-озерные осадки, прослеженные Б. М. Георгиевским по южной окраине Хорезма, очевидно, соответствуют по времени именно хвалынским отложениям, точнее нижнехвалынской трансгрессии. Этому

времени соответствует также окончание аккумуляции верхней атрекской террасы.

Судя по данным изучения Узбоя, последующее время характеризовалось неоднократными колебаниями уровня Каспия, протекавшими на фоне его общего понижения. Это привело к созданию на берегах Каспия, в Узбое и Сарыкамыше, серии хорошо синхронизирующихся позднехвалынских и послехвалынских террас. Таковыми для Узбоя являются: III терраса, соответствующая уровню моря минус 2—5 м (22 м над Каспием); II терраса, отвечающая уровню моря минус 15—17 м (10—12 м над Каспием), и I терраса, опирающаяся на уровень моря не выше минус 22 м (5 м над Каспием). Последняя терраса отвечает новокаспийским отложениям.

В дельте Мургаба с этими террасами можно сопоставить III — байрамалийскую и две ступени II — марыйской террасы. В долине Атрека им, очевидно, соответствуют II и I надпойменные террасы и верхний уровень поймы.

Следует заметить, что усыхание Узбоя можно ставить в связь с поворотом Аму-Дарьи от Сарыкамыша на север, что вызвало затопление прежде, повидимому, лишь частично затопленной котловины современного Аральского моря и высыхание сначала Ассакауданского, а затем Сарыкамышского озерного бассейна. Судя по данным изучения четвертичной истории, а также по наличию на Узбое многочисленных археологических остатков неолита и бронзового века и полному отсутствию памятников античной эпохи, усыхание Узбоя произошло более двух тысячелетий назад.

Образование всех аллювиальных, морских и озерных осадков, происходившее в четвертичное время на многочисленных террасовых уровнях, сопровождалось неравномерными, местами энергичными вертикальными движениями суши, а также крайне резкими колебаниями уровня Каспия. Каспийское море изменяло свое положение не только под влиянием неравномерного притока вод с суши и изменения интенсивности испарения, но и в результате неравномерных энергичных вертикальных движений его дна.

Возможность сопоставления различных по генезису четвертичных образований для различных территорий на основе геоморфологического метода в значительной мере обусловливается наличием определенной и четко выраженной смены климатических условий, единой для всей этой страны. Эти колебания, как показали исследования Б. А. Федоровича, не выходили за пределы условий пустынного и пустынно-степного климата. Лишь в предхазарское время не надолго произошло увеличение атмосферных осадков, отразившееся на развитии массовых оползневых процессов. Это увеличение осадков, однако, не привело к уничтожению типичной пустынной растительности саксауловой формации.

Есть основания полагать, что в четвертичное время были периоды и большей сухости, вызывавшие резкие снижения уровня Каспия и высоты залегания грунтовых вод, однако песчаные пустыни Туркмении никогда не переживали, как это предполагали некоторые исследователи, этапа сплошного развития оголенных барханных песков. Накопление золотых песков за счет перевевания аллювиальных четвертичных и третичных толщ и частично коренных пород не прекращалось, повидимому, никогда за всю четвертичную эпоху и продолжается и теперь, несмотря на наличие дернового покрова пустынных злаков.

**Континентальные четвертичные отложения
и некоторые вопросы истории
геологического развития Каракумов
в четвертичное время¹**

Кунядарьинская дельта Аму-Дарьи

Четвертичные аллювиально-дельтовые отложения, слагающие Кунядарьинскую (присарыкамышскую) дельту Аму-Дарьи, подразделяются на две толщи, различающиеся стратиграфически и генетически. Верхняя толща — песчано-глинистая, формирующая аллювиально-дельтовую равнину, образована амударьинскими отложениями верхнечетвертичного времени. Подстилающая ее нижняя толща тонкозернистых песков и алевроитов с подчиненными прослоями глин образовалась в нижнечетвертичное время за счет аккумуляции материала, приносимого сюда не Аму-Дарьей, а другой речной системой.

Общая мощность четвертичных аллювиально-дельтовых отложений достигает здесь 60—70 м. Четвертичные отложения выполняют понижения эрозионного рельефа, и в связи с этим абсолютные отметки их подошвы различны; на большей части территории дельтовой равнины подошва четвертичных отложений располагается на абсолютных отметках, близких к нулю.

Данные буровых скважин показывают, что отложения заунгузской свиты сохранились под нижнечетвертичной толщей в основном на юго-востоке в непосредственной близости от северо-западного края Заунгузских Каракумов. На остальной территории четвертичные отложения залегают на миоценовых, палеогеновых, а в восточных районах, прилегающих к современной долине Аму-Дарьи, также на верхнемеловых породах. Глубина эрозионного расчленения дочетвертичного рельефа достигает 100 м и более. На контакте отложений аллювиально-дельтовой равнины и возвышающихся над ней эрозионных останцов миоценовых пород наблюдается прислонение дельтового аллювия к крутым, почти отвесным склонам последних.

Нижнечетвертичные аллювиально-дельтовые отложения на дневную поверхность нигде не выходят и вскрываются только буровыми скважинами. Они представлены толщей тонкозернистых песков и алевроитов с подчиненными прослоями глин и отличаются большой выдержанностью литологического состава в вертикальном и горизонтальном направлениях. Мощность их достигает 30 м, несколько увеличиваясь в отдельных депрессиях рельефа подстилающих отложений (например, к югу от останца Кой-Кырлан).

По минералогическому составу нижнечетвертичные отложения отличаются от перекрывающих их амударьинских повышенным содержанием кварца, отсутствием слюд и меньшим содержанием калиевых полевых

¹ Статья А. А. Ямнова является важным дополнением к очерку континентальных четвертичных отложений равнинных областей Туркменской ССР, составленному Б. А. Федоровичем. Статья написана по данным исследований последних лет, проводившихся Всесоюзным аэрогеологическим трестом. Высказываемые автором мысли по истории Каракумов и прилегающих областей в четвертичное время представляют большой интерес. Следует отметить, что представление о впадении в пра-Аму-Дарью казахстанских рек является дискуссионным. — *Прим. ред.*

шпатов и кальцита в легкой фракции; в составе тяжелой фракции песков характерно значительно меньшее содержание роговой обманки (в среднем 7,46%) по сравнению с амударьинским аллювием, где ее содержится в среднем 23,34%, а также повышенное содержание диопсида, меньшее содержание граната и отсутствие авгита.

Макрофауны в ядрах этих отложений не обнаружено, но в них много фораминифер (переотложенных) и особенно остракод нижнечетвертичного облика.

Имеющийся фактический материал, а также сопоставление его с материалами по другим районам позволяют считать, что нижнечетвертичный аллювий Кунядарьинской дельты Аму-Дарьи представляет собой озерно-дельтовые отложения, формировавшиеся в дохвалынского время, еще до проникновения сюда вод Аму-Дарьи. Его можно параллелизовать с отложениями каракумской свиты, формировавшейся в пределах Низменных Каракумов за счет деятельности пра-Аму-Дарьи, впадавшей в то время в Каспийское море. Можно предполагать, что речной системой, формировавшей эти озерно-дельтовые отложения, была система рек Чу, Сарысу, Тургая и Ирғиза (Герасимов, 1937в). Из-за неполноты сравнительного материала этот вопрос в настоящее время еще нельзя считать полностью разрешенным.

Верхнечетвертичные отложения, формирующие аллювиально-дельтовую равнину, являются осадками Аму-Дарьи, одновременными сарыкамышским озерным отложениям. Накопление их началось в конце хвалынского и продолжалось в послехвалынского время.

Представлены верхнечетвертичные отложения Кунядарьинской дельты, по данным Б. З. Урецкого и Л. П. Копаевича, чрезвычайно пестрой, изменчивой по составу толщей песков, супесей, суглинков и глин мощностью около 30—40 м. Несмотря на пестроту состава и изменчивость литологии по вертикали и в горизонтальном направлении, для верхней 10-метровой толщи дельтового аллювия характерна определенная закономерность пространственного распределения пород по механическому составу. Во всех частях дельты наблюдаются отмечаемые и прежними исследователями (Георгиевский, 1937а, б) приуроченность песчаных разностей аллювия к древним руслам, где аллювий почти лишен прослоев суглинков и глин, и увеличение содержания суглинистых и глинистых разностей на территории межрусловых пространств, где аллювий представлен перемежающейся толщей мелко- и тонкозернистых песков, суглинков и глин.

На поверхности аллювиально-дельтовой равнины видны сохранившиеся до наших дней следы блуждания дельтовых протоков Аму-Дарьи. Основными из них были Дарьялык (Куня-Дарья) и Даудан; кроме того, существовали и многие другие протоки, следы блуждания которых можно установить на современной поверхности равнины по аэрофотоснимкам. В соответствии с этим в толще аллювиально-дельтовых отложений можно ожидать наличия отложений погребенных русел древних протоков, которые вскрываются местами рядом буровых скважин.

В верхнечетвертичных аллювиальных отложениях дельты содержится пресноводная фауна, среди которой встречаются *Limnaea* sp., *L. (Radix) auricularia* L., *Dreissensia polymorpha* Pall., *D. polymorpha* Pall. var. *arnouldi* Loc. и var. *fluviatilis* Pall., *Planorbis* sp., *Valvata piscinalis* Müll., *Anodonta* sp. и др., а в русловых отложениях протоков также *Corbicula fluminalis* Müll. (определения П. В. Федорова по сборам Б. З. Урецкого и Л. П. Копаевича).

Верхнеузбойский коридор

На размытой поверхности заунгузской свиты, а на большей части территории непосредственно на породах среднего и нижнего сармата и конкского горизонта залегает нижнечетвертичная песчано-глинистая аллювиальная толща, выполняющая Верхнеузбойский коридор. Она представлена тонкозернистыми слабо слюдястыми песками, алевритами и палевыми и светлосерыми глинами, отличающимися чрезвычайно тонкой слоистостью. В песках встречаются включения репетекских гипсов, в глинах — растительные остатки.

Мощность нижнечетвертичной толщи изменяется от нескольких метров до 70 м и более, в зависимости от глубины эрозионного расчленения рельефа подстилающих отложений. При выходе из Сарыкамышской котловины в районе колодцев Чарышли подошва толщи располагается на абсолютных отметках, близких к нулю, а южнее местами снижается до отметок —20 м, соответствующих, по видимому, наиболее углубленной части эрозионной ложбины.

Фауна в нижнечетвертичных аллювиальных отложениях данного района представлена остракодами *Darwianula aurea* Brady et Robertson, *Ilyocypris gibba* Ramdohr, *Candona angulata* Müll., *Caspiocypris subellipsoides* Shagrovа, *Cythereis pseudoconvexa* Lei и *Cyprideis torosa littoralis* Brady. Этот комплекс, по мнению определившего фауну М. И. Мандельштама, указывает на бакинский возраст включающих отложений.

Описанные четвертичные отложения Верхнеузбойского коридора можно сопоставлять как с нижнечетвертичными отложениями Кунядарьинской дельты, так и с отложениями каракумской свиты Низменных Каракумов. В соответствии с этим возраст их определяется по аналогии с вышеуказанными толщами как дохвалынокий, соответствующий бакинскому и хазарскому времени.

Нижнечетвертичные отложения Верхнеузбойского коридора, вероятно, образовались в результате деятельности той же древней речной системы, которая накопила и нижнюю толщу четвертичных отложений на площади Кунядарьинской дельты. Эта речная система, очевидно, протекала по территории современных Аральской и Сарыкамышской впадин и Верхнеузбойского коридора и в районе Низменных Каракумов впадала в пра-Аму-Дарью.

Нижнечетвертичные отложения Верхнеузбойского коридора после своего образования подверглись интенсивному перевеванию. Позднее они были частично перекрыты осадками Сарыкамышского озера.

Восточная часть Центральных Каракумов и среднее течение Аму-Дарьи

В районе среднего течения Аму-Дарьи на территории восточной окраины Каракумов и Юго-Западных Кызылкумов А. А. Ямновым (1950) выделены нижнечетвертичные континентальные отложения, получившие название кызылкумской свиты.

Кызылкумская свита слагает аллювиально-аккумулятивную равнину древней дельты Зеравшана и выполняет депрессии глубоко расчлененного рельефа (с амплитудой до 70—80 м), выработанного в отложениях заунгузской свиты и в более древних породах. Мощность нижнечетвертичных отложений изменяется от 10—12 м до десятков метров в зависимости от

глубины расчленения эрозионного рельефа подстилающих отложений. Среди аллювиально-аккумулятивной равнины, сложенной породами нижнечетвертичной кызылкумской свиты, возвышаются отдельные, сохранившиеся от размыва плосковершинные останцы заунгузской свиты; местами аллювий кызылкумской свиты залегает непосредственно на палеогеновых и верхнемеловых породах, выполняя депрессии эрозионного рельефа или прислоняясь к склонам возвышенностей.

Кызылкумская свита описываемых районов представлена толщей песков, алевроитов, глин и мергелей и своеобразных конгломератов из глиняных галек и валунов. В ее составе преобладают мелкозернистые пески серых и серовато-желтых тонов, нередко с пятнистой окраской; встречаются также прослой плохо отсортированных крупнозернистых песков. Пески характеризуются пестротой механического состава: в алевроитовых и тонкозернистых песках можно видеть примеси средне- и крупнозернистых фракций, мелкозернистые пески отличаются повышенным содержанием тонкозернистых и алевроитовых разностей и в то же время содержат частицы крупнозернистых песков и т. д. Глины палевых и светлых серовато-желтых тонов, часто песчанистые, известковистые; реже встречаются светлые мергелистые глины, а также белые и серовато-желтые мергели. Из тех же глин и мергелей образованы гальки и валуны, обычно хорошо окатанные; в основании толщи встречаются также полуокатанные обломки подстилающих пород.

Отложения кызылкумской свиты отличаются крайней невыдержанностью разреза в вертикальном и горизонтальном направлениях: отдельные слои выклиниваются на коротких расстояниях и образуют линзы; иногда линзы и прослой мергелистых глин круто обрываются, как бы срезаются на одном из своих краев. Скопления галек и валунов образуют то короткие линзы, то более удлиненные выклинивающиеся прослой мощностью до 1,5—2,0 м. Они сцементированы в довольно плотные конгломераты, цементом в которых служит плохо отсортированная песчано-глинистая порода.

Среди отложений кызылкумской свиты часто встречаются горизонты тонкослоистых и тонкозернистых песков, иногда переслаивающихся с песчанистыми глинами; мощность прослоев тех и других иногда не превышает нескольких сантиметров. Эти тонкослоистые отложения, повидимому озерно-дельтовые, как правило, резко сменяются по простирацию и в вертикальном направлении описанной выше пестрой серией осадков, которые могли отлагаться блуждающими руслами и временными водотоками.

Минералогический состав песков кызылкумской свиты почти не отличается от состава песков заунгузской свиты и характеризуется несколько повышенным содержанием мало устойчивых к выветриванию минералов. Как качественно, так и по количественному содержанию отдельных минералов аллювий кызылкумской свиты весьма сходен с отложениями современной дельты Зеравшана. В то же время состав этих двух типов песков достаточно резко отличается от состава песков аллювия Сыр-Дарьи.

Имеющиеся геологические и геоморфологические данные позволяют считать, что аллювиальная равнина Юго-Западных Кызылкумов и восточной части Каракумов, сформированная отложениями кызылкумской свиты, является дельтой пра-Зеравшана.

Отложения кызылкумской свиты содержат раковинки остракод *Cyprideis torosa littoralis* Brady, *Limnocythere chivintca* Mandelst., *L. ex gr. santii-patritii* Brady, *Candona ex gr. albicans* Brady, *C. ex gr.*

schubinaea Mandelst., *C. neglecta* Sars, *Eucypris* sp., *Herpetocypris* sp. и др. (определены М. И. Мандельштамом). К кровле отложений кызылкумской свиты приурочена многочисленная фауна пресноводных моллюсков: *Corbicula fluminalis* Mill., *Anodonta* sp., *Planorbis* sp., *Limnaea* sp. и другие формы, характерные для пресноводных четвертичных отложений равнин Турана.

Накопление отложений кызылкумской свиты следует относить к нижнечетвертичному времени, что соответствует, очевидно, бакинской и хазарской трансгрессиям Каспия или времени образования отложений каракумской свиты Низменных Каракумов.

Таким образом, на территории восточной окраины Каракумов и Юго-Западных Кызылкумов, как и в северных районах Каракумов, в нижнечетвертичное время была широко развита эрозионная и аккумулятивная деятельность древних рек. Эти реки, повидимому, были притоками пра-Аму-Дарьи — основной речной системы Каракумов — и вместе с ней участвовали в формировании отложений каракумской свиты. Поэтому аллювиальные отложения каракумской свиты следует рассматривать как образования не только амударьинские, а сформированные частично за счет привнесения в них терригенного материала и другими речными системами; однако основная роль в формировании отложений каракумской свиты принадлежала пра-Аму-Дарье.

Юго-Восточные Каракумы

Среди четвертичных отложений Юго-Восточных Каракумов наиболее широким распространением пользуются аллювиальные отложения каракумской свиты, сформированные за счет деятельности пра-Аму-Дарьи. Они слагают широкую аллювиальную равнину, занимающую огромную территорию Низменных Каракумов от современной долины Аму-Дарьи на востоке до Большого и Малого Балхана на западе.

В Юго-Восточных Каракумах отложения каракумской свиты представлены довольно однообразной толщей стально-серых слюдистых песков с подчиненными прослойками желтовато-серых и палево-желтых песков, а также суглинков и глин.

Пески неоднородны по своему механическому составу, плохо сортированы; среди них преобладают мелкозернистые фракции с заметной примесью среднезернистых и даже крупнозернистых. В восточной части района часто встречаются крупные частицы гравия и даже гальки. Зерна песков сравнительно плохо окатаны; остроугольные и неокатанные частицы составляют 90—95% от всего состава зерен. Зерна в стально-серых песках обычно чистые, нежелезненные, а в желтовато-серых и палево-желтых песках покрыты пленкой гидрокислов железа. Характерный стально-серый цвет песков обусловлен высоким содержанием бесцветных и светлосерых зерен кварца и полевых шпатов, а также большим количеством темноцветных минералов в составе тяжелой фракции.

По минералогическому составу пески каракумской свиты гетерогенны. Они отличаются большим содержанием слюд с преобладанием биотита. Отношение биотита к мусковиту изменяется от 1:1 до 8:1. В составе легкой фракции преобладают кварц и полевые шпаты, много рудных зерен. Содержание тяжелой фракции достигает 14—15%. В ее составе постоянно встречаются роговая обманка, гранат, диопсид, рудные минералы.

Для отложений каракумской свиты характерно также присутствие

глин обычно коричневатого и палевого цвета, реже сероватых оттенков. Глины плотные, вязкие, жирные, тонкослоистые, с отдельными плохо сохранившимися растительными остатками. Часто в песках встречаются катуны тех же глин, залегающие иногда в виде отдельного горизонта.

Из новообразований в составе отложений каракумской свиты чаще всего встречаются сростки и отдельные крупные кристаллы пойкилитического гипса, известного в литературе под названием «репетекского гипса» (Еремеев, 1895; Докучаев, 1900).

В составе галечного материала в отложениях каракумской свиты Юго-Восточных Каракумов, по данным А. В. Сидоренко (1948), содержится осадочных пород 38,5%, магматических 29,93% и метаморфических 31,57%. Галечный материал образовался при разрушении известково-песчаниковых, кислых изверженных и метаморфических пород Памиро-Алая.

В направлении с востока на запад минералогический состав песков каракумской свиты претерпевает мало изменений, в механическом составе наблюдается некоторое улучшение сортировки и увеличение содержания в западных районах тонкозернистых, а также мелкозернистых фракций.

По минералогическому составу пески каракумской свиты Юго-Восточных Каракумов обнаруживают значительное сходство с современным аллювием Аму-Дарьи. Аллювий каракумской свиты отличается только несколько более высоким содержанием в тяжелой фракции роговой обманки, граната, апатита и диопсида и меньшим количеством минералов группы эпидота.

Общность основных черт минералогического состава аллювиальных отложений верхнечетвертичной дельты Аму-Дарьи, ее современной долины и отложений каракумской свиты Юго-Восточных Каракумов указывает не только на принадлежность их к отложениям одной речной системы, но и на постоянство области сноса, расположенной в районах развития комплекса магматических и метаморфических пород Памиро-Алая. Вместе с тем отложения каракумской свиты в Юго-Восточных Каракумах отличаются худшей сортировкой, меньшей окатанностью зерен, преобладанием среднезернистых разновидностей, присутствием крупнозернистых фракций и почти полным отсутствием алевритов. Кроме того, в отложениях каракумской свиты, как отмечалось выше, присутствует гравийно-галечниковый материал, практически отсутствующий в верхнечетвертичных и современных отложениях Аму-Дарьи. Все это указывает на образование отложений каракумской свиты этих районов в условиях деятельности более мощных русловых потоков, чем современная Аму-Дарья.

Из фауны в отложениях каракумской свиты встречаются редкие *Anodonta* sp. и *Corbicula fluminalis* Müll., подтверждающие аллювиальный генезис этой толщи.

Возраст отложений каракумской свиты до сих пор еще нельзя считать окончательно установленным. Ее верхняя возрастная граница достаточно хорошо определяется наложением на нее в Западных Каракумах фаунистически охарактеризованных отложений раннехвалынской трансгрессии Каспия. Отложения каракумской свиты ложатся с резким несогласием и размывом на породы различного возраста от меловых до верхнелиоценовых; в западной части Низменных Каракумов они перекрывают осадки морского бассейна ачкагыльского и апшеронского времени. В пределах Прикаспийской депрессии отложения каракумской свиты, содержащие *Corbicula fluminalis* Müll., переслаиваются с морскими хазарскими осадками Каспия. Исходя из указанных выше особенностей условий залегания

и распространения отложений каракумской свиты, время их накопления следует относить к эпохе бакинской и хазарской трансгрессий Каспия.

На территории Юго-Восточных Каракумов между Келифским Узбоем на севере и предгорьями Карабиля на юге развит своеобразный ступенчатый рельеф. Предгорья Карабиля, сложенные континентальными отложениями неогена, образуют здесь верхнюю, самую древнюю ступень рельефа. Далее на северо-восток располагается следующая, более низкая ступень рельефа, или высокая терраса, образованная серией песчано-глинистых аллювиально-пролювиальных отложений. Еще далее на северо-восток расположена равнина Обручевской степи, или средняя терраса, также сложенная аллювиально-пролювиальными песчано-глинистыми отложениями. Наконец, самой низкой ступенью рельефа является поверхность аллювиальной равнины пра-Аму-Дарьи или Низменных Каракумов.

Все отмеченные выше элементы макрорельефа, за исключением аллювиальной равнины Низменных Каракумов, ограничены с северо-востока уступами, имеющими хорошо выраженное линейное простирание с юго-востока на северо-запад; особенно хорошо эти уступы прослеживаются при переходе от предгорий Карабиля к высокой террасе и от высокой террасы к средней. Происхождение этих основных элементов макрорельефа можно объяснить эрозионной и аккумулятивной деятельностью пра-Аму-Дарьи и ее левых притоков.

Отложения высокой террасы представлены в основном песками с подчиненными прослоями суглинков и глин. Пески мелкозернистые и тонкозернистые, с значительной примесью пылеватого материала, хорошо отсортированы; цвет песков коричневатый. Минералогический состав песков высокой террасы, по данным А. В. Сидоренко, сходен с составом песков континентальных отложений неогена предгорий Карабиля. Для них характерны повышенное содержание кварца, постоянное присутствие основных плагиоклазов, почти полное отсутствие гипса; в тяжелой фракции — значительное содержание эпидота, цоизита, граната и рудных минералов; циркон и ставролит встречаются в небольших количествах, а роговая обманка — в единичных зернах. В песчаной толще встречаются прослой пылеватой супеси, суглинков и глин, играющих подчиненную роль. Общая вскрытая мощность отложений высокой террасы достигает 60—70 м. Подошва толщи не вскрыта.

В период формирования отложений высокой террасы, наступивший, повидимому, вслед за некоторым поднятием в горах, в предгорьях Карабиля был выработан эрозионный уступ Карабильского плато.

Формирование отложений высокой террасы происходило в основном за счет выноса материала левыми притоками пра-Аму-Дарьи, стекавшими с северных склонов Гиндукуша и Паропамиза, так называемыми афганскими реками и временными потоками. Преобладание среди отложений высокой террасы песчаных пород при их хорошей сортировке и окатанности зерен указывает на продолжительный путь транспортировки материала, а сходство минералогического состава этих пород с континентальными отложениями предгорий Карабиля, повидимому, объясняется интенсивным размывом и переотложением последних левыми притоками пра-Аму-Дарьи.

В следующий этап развития района в результате усиления эрозионной деятельности пра-Аму-Дарьи значительная часть высокой террасы была размыта и сохранилась только на участке, примыкающем к предгорьям Карабиля. В это же время был сформирован уступ высокой террасы.

Отложения средней террасы, или Обручевской степи, представлены переслаивающейся толщей мелкозернистых и тонкозернистых песков, светлокорицевых суглинков и тонкослоистых плотных коричневых глин. Для всей толщи характерно частое переслаивание и выклинивание отдельных горизонтов. Пески плохо отсортированы, состав их близок к составу песков высокой террасы. В песках из отложений Обручевской степи наблюдается более высокое содержание тяжелой фракции, а в последней — увеличение содержания устойчивых к выветриванию минералов. В отложениях в расseyанном состоянии встречаются хорошо окатанные гальки осадочных пород. По данным А. В. Сидоренко (1948), этот галечный материал принесен из северных районов Афганистана.

Основная роль в формировании отложений Обручевской степи или средней террасы также принадлежала афганским рекам. Однако на глубине около 15—30 м, по данным В. Н. Кунина (1934а) и В. Л. Дубровкина (1949б), отложения Обручевской степи подстилаются мощной толщей стально-серых песков, неотличимых от каракумской свиты, т. е. представляющих отложения пра-Аму-Дарьи. Последнее свидетельствует о том, что ко времени накопления отложений Обручевской степи пра-Аму-Дарья, сформировав уступ высокой террасы, уже отступила несколько на север и северо-восток от предгорий Карабиля, и аллювиально-пролювиальные отложения, выносившиеся афганскими реками и временными потоками, перекрыли на значительной площади отложения пра-Аму-Дарьи.

Поверхность высокой и средней террас обнаруживает совершенно четкий уклон с юго-запада на северо-восток, в направлении, совпадающем с направлением течения рек и временных водотоков, сформировавших отложения этих террас. В то же время эти поверхности имеют уклон и с юго-востока на северо-запад, в направлении, совпадающем с направлением течения пра-Аму-Дарьи, что указывает на привязку сформировавшихся их афганских рек к единому для них базису эрозии, которым служила долина пра-Аму-Дарьи.

В бассейне р. Мургаба аллювиально-пролювиальным отложениям Обручевской степи соответствуют отложения IV дельты. Все более молодые образования дельты Мургаба и Теджена, по данным Б. А. Федоровича, А. С. Кесь (1934) и И. П. Герасимова (1940а), наложены на каракумскую свиту или на более древние отложения Мургаба.

Южная окраина Центральных Каракумов

Следы эрозионной деятельности пра-Аму-Дарьи сохранились в западной части северных предгорий Копет-Дага. В этом районе имеется древне-четвертичная поверхность денудации, которая отделена от более молодой предгорной пролювиальной равнины денудационным уступом, прекрасно выраженным в рельефе между Кизыл-Арватом и Арчманом и особенно на участке Кодж—Беурма. Денудационный уступ, впервые отмеченный в 1937 г. Н. П. Васильковским, отличается прямолинейностью, и его образование не связано ни с тектоникой, ни с деятельностью водных потоков, стекающих с предгорий. Образование его можно объяснить только эрозионной деятельностью пра-Аму-Дарьи. Последнее подтверждается также и условиями залегания ее отложений в этом районе. Каракумская свита повсюду вскрыта скважинами под пролювиальными отложениями в непосредственной близости от денудационного уступа, в 4—5 км от третичных предгорий.

Пра-Аму-Дарья, повидимому, не везде проходила в непосредственной близости от Копет-Дага. На участке от дельты Теджена до Арчмана ее долина была, повидимому, несколько оттеснена на север более значительными ее левыми притоками, сформировавшими здесь мощные дельтовые отложения. Отложения IV дельты Мургаба переслаиваются с отложениями каракумской свиты и являются одновременными с ней. Повидимому, такой же характер залегания можно ожидать и в дельте Теджена, а также и более значительных по размерам левых притоков пра-Аму-Дарьи, стекавших с Копет-Дага.

Современная предгорная равнина Копет-Дага является более молодым образованием. Она представляет собой аллювиально-пролювиальную равнину, сформированную отложениями больших и малых рек и временных водотоков, берущих свое начало в Копет-Даге. Эти отложения, как правило, уже на незначительном удалении от гор становятся хорошо отсортированными и однородными по механическому составу. На участке от Арчмана до Казанджика они повсюду подстилаются каракумской свитой, т. е. отложениями пра-Аму-Дарьи, переслаиваются с фаунистически охарактеризованными нижнехвалынскими отложениями и перекрывают последние. Возраст аллювиально-пролювиальных отложений предгорной равнины Копет-Дага определяется на основании этого как хвалынский и послехвалынский, вплоть до современного.

Заключение

На границе плиоценового и четвертичного времени происходили интенсивные процессы горообразования в окружающих равнинные пространства горных системах, а также движения местного характера на равнинах. Эти движения привели к перестройке гидрографической сети, обособлению крупных речных систем и исключительному развитию эрозионной деятельности, особенно на территории Каракумов.

В нижнечетвертичное время на территории Каракумов палеогеографическая обстановка резко отличалась от современной. Аму-Дарья протекала тогда по Низменным (Юго-Восточным и Центральным) Каракумам и впадала в Каспийское море; она производила интенсивную эрозионную работу. В то же время на всей площади Низменных Каракумов происходило накопление мощной толщи аллювиальных отложений, известных под названием каракумской свиты.

Морфологические следы эрозионной деятельности пра-Аму-Дарьи наблюдаются в Юго-Восточных Каракумах, в предгорных районах Копет-Дага и по северо-западной окраине Центральных Каракумов. В Юго-Восточных Каракумах они выразились в формировании ступенчатого рельефа, а в предгорьях Копет-Дага — в формировании эрозионного уступа, поднимающегося над современной предгорной равниной.

Периоду формирования отложений высокой террасы в предгорных районах Карабиля соответствовало время накопления древнечетвертичных конгломератов предгорий Копет-Дага.

В течение следующего отрезка нижнечетвертичного времени пра-Аму-Дарья сформировала эрозионный уступ высокой террасы в Юго-Восточных Каракумах и эрозионный уступ на территории западных районов предгорной равнины Копет-Дага. В это же время пра-Аму-Дарья начала формирование аллювиально-аккумулятивной равнины Низменных Каракумов.

Затем наступил этап аккумуляции отложений Обручевской степи, которому соответствовало время образования IV дельты Мургаба и дельт некоторых наиболее крупных рек, стекавших с Копет-Дага. Пра-Аму-Дарья отступала все дальше на север и северо-восток, продолжая формировать отложения каракумской свиты; афганские реки Юго-Восточных Каракумов постепенно теряли с ней связь, их дельты становились «сухими», а пра-Аму-Дарья местами подмывала равнину Обручевской степи и выработала эрозионный уступ, отчленяющий ее от Низменных Каракумов.

На севере, в пределах Сарыкамышской котловины и Кунядарьинской аллювиальной равнины, эрозионный рельеф был выработан еще в плиоценовое время, а затем обновлен в начале четвертичного периода; в результате этого отложения заунгузской свиты, выполнявшие отдельные депрессии, были размывы. Такая же закономерность формирования рельефа, выраженная в смене двух циклов размыва (плиоценового и ранне-четвертичного), наблюдается в Верхнеузбойском коридоре. В пределах последнего имеется четкая эрозионная долина, выработанная в отложениях заунгузской свиты и врезанная в подстилающие их породы миоцена; образование ее относится к постплиоценовому времени.

Песчано-глинистые отложения, выполняющие эрозионную долину Верхнеузбойского коридора, синхронны отложениям каракумской свиты, выполняющим депрессию Низменных Каракумов. В пределах Кунядарьинской аллювиально-дельтовой равнины им соответствует толща алевролитов и песчано-глинистых отложений, подстилающих более молодые верхнечетвертичные озерно-дельтовые осадки. Отложения, синхронные каракумской свите, сохранились в некоторых пунктах и в Сарыкамышской котловине. Возраст всех этих образований по аналогии с каракумской свитой можно считать соответствующим времени бакинской и хазарской трансгрессии Каспия.

Эти данные свидетельствуют о том, что в нижнечетвертичное время по территории современной Кунядарьинской равнины, Сарыкамышской котловины и Верхнеузбойскому коридору проходила мощная речная система, проводившая как грандиозную эрозионную работу, так и аккумуляцию терригенного материала. Это, повидимому, была система рек Чу, Сарысу, Тургая и Иргиза, впадавшая в пра-Аму-Дарью в районе южного окончания Верхнеузбойского коридора.

Эрозионно-аккумулятивная деятельность водотоков и крупных речных систем происходила в это же время на территории Кызылкумов и привела к образованию отложений кызылкумской свиты, синхронной каракумской свите рассматриваемых районов. Кызылкумская свита восточных районов Каракумов и Юго-Западных Кызылкумов образована в результате деятельности пра-Зеравшана, который также являлся притоком пра-Аму-Дарьи.

Таким образом, пра-Аму-Дарья, впадавшая в то время в Каспийское море, не являлась транзитной рекой, как современная Аму-Дарья, а имела многочисленные притоки, основными из которых были пра-Зеравшан в Восточных Каракумах и река, впадавшая в нее с севера по Верхнеузбойскому коридору, в Центральных Каракумах. Левыми притоками пра-Аму-Дарьи являлись многочисленные реки, стекавшие с северных склонов горных систем Гиндукуша, Паропамиза и Копет-Дага. Аллювиальные отложения пра-Аму-Дарьи (каракумская свита), выполняющие депрессию Низменных Каракумов, следует рассматривать в связи с этим не как об-

разования одной древней Аму-Дарьи, а как отложения многих речных систем, среди которых пра-Аму-Дарье принадлежала основная роль.

Пра-Аму-Дарья со всеми своими притоками проводила на территории Каракумов интенсивную эрозионную работу, в результате которой породы заунгузской свиты, акагыла и апшерона оказались частично, а местами полностью смытыми на всей площади Низменных Каракумов.

На границе ниже- и верхнечетвертичного времени на территории Каракумов произошла коренная перестройка гидросети, которая привела к новому перераспределению областей преимущественной денудации и областей аккумуляции осадочного материала. Как известно (Герасимов, 1938; Федорович, 1946), ко времени хвалынской трансгрессии Каспия пра-Аму-Дарья уже не протекала по территории Низменных Каракумов, а повернула на север, в сторону Арала и Сарыкамыша. К этому же времени относится и полное прекращение стока по Верхнеузбойскому коридору, а также формирование «сухих» дельт Зеравшана.

Такая перестройка гидросети была связана, повидимому, не только с общеклиматическими изменениями, но и с тектоническими движениями в отдельных районах равнинных территорий Каракумов.

В результате поворота Аму-Дарьи на север ее водами были заполнены Аральская и Сарыкамышская впадины и возникла р. Узбой, вытекавшая из Сарыкамышского озера и впадавшая в Каспийское море.

В Юго-Восточных Каракумах в верхнечетвертичное время накапливались на сравнительно небольшой площади отложения сухой дельты р. Балх, а западнее в течение всего хвалынского и послехвалынского времени происходила аккумуляция дельтовых отложений Теджена, а также всех более молодых, чем четвертая, дельт Мургаба. На предгорной равнине Копет-Дага в это же время накапливались аллювиально-пролювиальные отложения временных водотоков, перекрывающие отложения каракумской свиты.

Континентальные четвертичные отложения горных областей

Введение

Отмечаемая обычно более полная геологическая изученность горных областей Туркмении (Копет-Дага, Большого и Малого Балханов и Гаурдак-Кугитангского района), по сравнению с равнинными ее областями, не относится к четвертичным отложениям; современные знания геологии последних далеко не достаточны. Это объясняется тем, что почти при всех проводившихся исследованиях основное внимание уделялось изучению более древних геологических образований и полезных ископаемых, приуроченных к ним.

Кроме того, изучение четвертичных отложений горных районов Туркмении, в частности их стратиграфии, наталкивается на ряд общих трудностей, связанных с отсутствием палеонтологических данных, значительной пестротой осадков и частой изменчивостью их фаций. Поэтому четвертичные отложения горных областей Туркмении до сих пор не поддаются в достаточной мере возрастному расчленению, и сопоставление их с отложениями не только равнин, но и горных областей других районов весьма затруднительно.

Важное значение рассматриваемых отложений, вмещающих значительные ресурсы подземных вод, столь ценных в условиях Туркмении, а также все возрастающая роль их как источника материалов для строи-

тельства различных сооружений действительно требуют самого серьезного изучения их.

Копет-Даг

Среди четвертичных отложений Копет-Дага выделяются связанные взаимопереходами пролювиальные отложения предгорий, аллювиальные отложения речных долин, элювиальные и делювиальные отложения, имеющие повсеместное распространение в горной части и в предгорьях. Наиболее важное значение имеют первые две группы осадков. Особое положение занимают водораздельные лёссы, генезис которых еще не вполне выяснен.

Водораздельные лёссы развиты в западной части Копет-Дага, где они образуют древнюю поверхность аккумуляции, приуроченную к водоразделам хребтов, расположенных к югу от Передовой цепи (Елликая, Емишалли, Курузун-Даг, Палызан и др.). Они залегают на высотах от 1900 м на востоке (возвышенность Коштамыр) до 1200—1300 м на западе (хр. Палызан); ниже лёссы не встречаются.

По И. И. Никшичу (1932), впервые описавшему эти отложения, они представляют собой сильно известковистые, нередко очень тонкозернистые лёссовидные породы желтоватого цвета со слегка розоватым оттенком, переходящие книзу в более плотные, сильно известковистые глины розоватого, красноватого и коричневатого-красного цвета с известковистыми стяжениями неправильной формы. Местами в них наблюдаются пропластки твердого пористого известняка мощностью 0,2—0,5 м. Общая мощность рассматриваемых отложений достигает 20—30 м. Характерной особенностью водораздельных лёссов, отличающей их от других четвертичных отложений Копет-Дага, является их дислоцированность. Она выражается в наблюдаемых местах наклонах слоев этих пород к горизонту под углом до 10—13°, а также в наличии разрывов, пересекающих лёссы вместе с подстилающими их меловыми отложениями.

Дислоцированность лёссов дает некоторое основание считать их возрастными аналогами верхнеплиоценовой (надакчагыльской) континентальной свиты предгорий (Калугин, Куин и др., 1946). Однако достаточно убедительных данных для такой параллелизации не имеется, и в настоящем очерке эти породы условно рассматриваются как древнечетвертичные образования.

Пролювиальные отложения играют существенную роль в комплексе четвертичных образований Копет-Дага. Они слагают конусы выноса предгорной равнины, которые соединяются в сплошной пролювиальный шлейф, опоясывающий Копет-Даг по его западной и северо-восточной периферии. Аналогичные пролювиальные шлейфы имеются и в предгорьях некоторых внутренних хребтов Копет-Дага, например по периферии хребтов Хосар-Даг, Курузун-Даг и Палызан и в смежных с ними синклиналичных долинах — Сумбарской и Чандырской. Среди пролювиальных отложений Копет-Дага можно выделить древние (нижнечетвертичные) и новые (верхнечетвертичные).

Древние пролювиальные отложения ясно выражены в северных предгорьях Копет-Дага, западнее Бахардена. Отсюда они прослежены Г. И. Каляевым, Н. П. Васильковским и М. П. Сукачевой далеко на запад, до Кюрен-Дага. Эти отложения слагают в полосе предгорий древние денудационные поверхности, уступами отделяющиеся от современной пролювиальной равнины, и представлены обломочным материалом, состоящим из щебня, конгломератов и суглинков.

Восточнее Бахардена в крупных межхребтовых понижениях синклинального характера, например в Скобелевской синклинали и вдоль северных склонов передового хребта, П. И. Калугиным отмечаются аналогичные древние пролювиальные отложения. Состоят они из плохо окатанного и не отсортированного обломочного материала, реже — галечников и конгломератов, которые слагают поверхность древней денудационной ступени, соответствующей самой высокой поверхности более западных районов Копет-Дага.

К древнечетвертичному пролювию следует также отнести отложения, вскрытые буровыми скважинами под более молодым пролювием предгорной равнины. Состоят они здесь в основном из суглинков и супесей, в которых лишь в отдельных горизонтах отмечается присутствие гравийно-галечного материала. Отделить на предгорной равнине древние пролювиальные отложения от более молодого пролювия не представляется возможным. Книзу древние пролювиальные отложения, возможно, сменяются также трудно отличимыми от них пролювиальными отложениями верхнего плиоцена. Вследствие этого мощность древнего пролювия и глубина его залегания не могут быть точно установлены.

Древние пролювиальные отложения являются несомненным возрастным аналогом каракумской свиты и, подобно последней, могут быть отнесены к бакинскому и хазарскому ярусам.

Верхнечетвертичные пролювиальные отложения распространены на значительной площади к северу и западу от Копет-Дага. На севере ими сложена поверхность предгорной равнины; на западе — поверхность «коридора», отделяющего Данатинокий хребет от Малого Балхана, и предгорная часть Прикаспийской низменности; непосредственно в горной части Копет-Дага ими сложены предгорные шлейфы наиболее крупных внутренних хребтов. У подножий горных хребтов пролювиальные отложения представлены в основном валунно-галечными накоплениями; с удалением от гор они быстро переходят в суглинки и супески, и грубообломочный материал встречается в них лишь в отдельных горизонтах.

Мощность верхнечетвертичных пролювиальных накоплений в Западном Копет-Даге вблизи гор, где они ложатся непосредственно на акчагыльские и апшеронские отложения, равна 25—40 м. К окраине предгорной равнины мощность их закономерно уменьшается до 2—3 м. Здесь они залегают на отложениях каракумской свиты.

В более восточных районах Копет-Дага указываются значительно большие мощности пролювиальных отложений, достигающие, по П. И. Калугину, возможно, 200—300 м. Однако там, как указывалось выше, молодой пролювий не отделен от древних пролювиальных отложений и приведенная мощность, повидимому, относится ко всей толще четвертичного пролювия. Вообще мощность пролювиальных отложений вдоль гор очень изменчива, от 2—3 десятков до нескольких сотен метров.

Аллювиальные отложения развиты в долинах рек, прорезающих Копет-Даг. Они представлены чередованием песчано-глинистых и галечных отложений, видимая мощность которых местами достигает 15—20 м. Большинство поперечных долин Копет-Дага имеет четыре террасы, верхняя из которых поднимается на высоту до 15 м над руслом реки. В наиболее крупных долинах — Арвазской, Чандырской и Сумбарской — прослеживается и пятая терраса высотой до 20—30 м. П. И. Калугин отмечает в отложениях высоких террас (четвертой и пятой) Восточного Копет-Дага наличие раковин *Corbicula fluminalis* Müll.

Большой и Малый Балханы

В Большом и Малом Балханах развиты те же генетические типы четвертичных отложений, что и в Колет-Даге, за исключением водораздельных лёссов.

Проллювиальные отложения образуют предгорный шлейф, сливающийся из отдельных конусов выноса и опоясывающий почти со всех сторон эти хребты. Особенно хорошо выражен предгорный шлейф к югу и западу от Большого Балхана, где мощность пролювиальных отложений, по буровым данным (В. В. Кудинов), достигает 100 м и более. Проллювиальные отложения здесь сливаются с древнекаспийскими (хвалынскими) морскими отложениями, образуя в переходной зоне смешанный пролювиально-морской комплекс отложений. В сводовой части Большебалханской антиклинали имеются террасы, сложенные пролювиальным обломочным материалом, подстилаемым среднеюрскими песчаниками и сланцами.

Аллювиальные отложения развиты в наиболее крупных долинах северного склона Большого Балхана: Кязриской, Огланлинской, Караэлемской и др. Обычно они представлены плохо сортированными гравийно-галечниковыми отложениями с горизонтальной, чаще линзовидной слоистостью. В общей массе, наряду с грубообломочным материалом, значительную роль играют мелкоземистые, песчано-глинистые фракции. Мощность аллювия изменяется от нескольких сантиметров до 12—15 м, достигая наибольшей величины в средней и нижней частях долин. В вершине конуса выноса долины Нури-Мергенъ скважиной пройдена толща галечников мощностью 110 м. Мощность аллювия долин Малого Балхана значительно меньше.

По данным Н. П. Луппова и Л. В. Нероновой, в Большом и Малом Балханах имеются и древнечетвертичные континентальные террасы, сложенные галечниками и щебнем. В долине Нуру-Мергенъ поверхность высокой террасы возвышается над дном русла на 12—14 м; она сложена плохо окатанными галечниками из галек неокомских известняков.

Элювиальные, делювиальные и прочие отложения развиты главным образом в горной части. Первые представлены в сводовой части Большебалханской антиклинали преимущественно щебенкой, образующей мало-мощный слой на сланцах, а на известняках поверхности хребта — известковистыми суглинками.

Делювий на пологих склонах оврагов Курт-Любия представлен мелким гравием, перемешанным с зеленым суглинком (Васильевский, 1932), а у подножья обрывов Большого Балхана включает различной величины обломки и даже глыбы известняков. На южном склоне Большого Балхана, восточнее Лямабуруна, известны оползни, образованию которых благоприятствовало наличие водосодержащих глинисто-мергельных пластов в толще неокомских известняков (Л. В. Неронова).

Гаурдак-Кугитангский район

Пожалуй, самым сложным представляется комплекс четвертичных отложений Гаурдак-Кугитангского района. Наиболее полно континентальные четвертичные отложения выражены в области, охватывающей Гаурдакскую возвышенность и прилежащую территорию вплоть до Кугитанг-Дарьи. Согласно А. В. Данову, здесь выделяются древние дислоцированные пролювиальные и аллювиальные толщи и новейшие недислоцированные пролювиальные и аллювиальные отложения. Среди древнечетвертичных образований в свою очередь выделяются:

1. Древние пролювиальные конгломераты, интенсивно дислоцированные и сохранившиеся в виде изолированных выходов в верхней части левого склона долины Кансай. Здесь же развиты косослоистые серовато-желтые суглинки с гравийными и галечниковыми прослоями. Толща падает на юго-запад под углом до 35° . Мощность ее 60—75 м. Взаимоотношение этих конгломератов с более молодыми отложениями не ясно.

2. Кансайский розовый пролювий представляет собой дислоцированные отложения с отчетливо выраженной слоистостью, состоящие из хорошо отсортированных мелких галечников, гравия, песчаника и глин. Мощность их около 75 м.

3. Толща кариканских серых дислоцированных конгломератов, плотно сцементированных, состоящих из мелкой гальки нижнемеловых и верхнеюрских пород. Видимая мощность толщи достигает 50 м. Лучше всего они выражены на западном склоне Гаурдака, где они залегают несогласно на кансайском розовом пролювии.

Новейшие (современные) аллювиальные и пролювиальные отложения распространены у подножий Гаурдакской возвышенности и в долине р. Кансай. Они состоят из галечников, щебня и глинисто-песчаного и тонкоотмученного лёссовидного материала. Мощность этих отложений 5—8 м.

Кроме рассмотренных образований, в комплексе четвертичных отложений Гаурдак-Кугитангского района заслуживают еще особого выделения следующие группы:

а) Продукты аллювиально-пролювиального выноса в южной части района, представленные наиболее тонкоотмученным глинистым материалом. Они формируют здесь широкую предгорную такырную равнину, простирающуюся на юге до современной долины Аму-Дарьи. Мощность их неизвестна.

б) Лёссовидные суглинистые продукты разрушения элювиального характера, связанные с гипсовой толщей гаурдакской свиты. Они содержат обычно разрушенные частицы гипса и отличаются светложелтой окраской; мощность их 4—6 м. В результате залегания на гипсах в них развиваются карстовые явления (оседание, провальные воронки и другие явления).

в) А. В. Данов выделяет здесь еще древние и новейшие маломощные покровные образования, залегающие на сероносных отложениях гаурдакской свиты. Они представляют собой продукты химического выветривания сероносных пород, перемежающиеся с продуктами пролювиального сноса, причем последние изменяют свой облик вследствие присутствия здесь свободной серной кислоты, образующейся в результате выветривания.

Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения грязевых вулканов

На побережье Каспийского моря, от г. Красноводска до государственной границы с Ираном, заметную роль в составе плиоценовых и четвертичных отложений играют своеобразные сопочные отложения, являющиеся продуктами деятельности грязевых вулканов.

Полуостров Челекен может считаться местом классического развития этих сопочных отложений. Самым крупным здесь является ископаемый грязевой вулкан Алигул (свыше 0,5 км в диаметре), описанный в работах А. П. Иванова (1901а), В. Н. Вебера и К. П. Калицкого (1911), Н. И. Андрусова (1923) и В. Б. Порфирьева (1931а). Он сложен сопочной брекчией, состоящей из тонкого глинистого цемента, заполняющего пространство между обломками, глыбами (объемом до 3 м^3) и даже очень крупными отторженцами разнообразных пород (валуны юрских известняков,

обломки палеогеновых оливково-зеленых глин и красных известняков, закарстованных рыхлых песчаников красноцветной свиты, куски черных глин апшерона и т. д.).

Наиболее интенсивные извержения Алигула происходили в средне-апшеронское время, и в естественных обнажениях хорошо видно, как сопочная брекчия сначала переслаивается с черными глинами, а затем постепенно переходит в чистые черные глины (горизонт «I» В. Н. Вебера и К. П. Калицкого). Второй период оживления деятельности этого вулкана относится к хвалынскому веку (слой с *Corbicula fluminalis* Müll.). Сопочные брекчии распространялись в радиусе 1,5 км от центра вулкана.

С новейшими сопочными отложениями Челекена можно познакомиться в окрестностях больших грязевых вулканов — Розовый Порсугель и Западный Порсугель, в кратерах которых, наполненных водой и грязью, до сих пор продолжается бурное выделение газа и пленок нефти.

По берегу ручейка, который вытекает из оз. Западный Порсугель, видно, что среди сопочных отложений различаются древние и молодые образования. Первые из них, отличающиеся в общем красноватым оттенком, представлены желтовато-серыми песчанистыми глинами с примазками и пропластками (мощностью до 4—5 см) красновато-серых крупнозернистых песков. В этих породах включены гальки красного мергеля, серого песчаника и белого кварца, образующих часто и самостоятельные линзы и прослойки мощностью до 0,5 м; количество галек и их линз заметно увеличивается книзу. Видимая мощность древних сопочных отложений превышает 3 м.

Молодые сопочные отложения, залегающие на размытой поверхности наклоненных от вулкана древних накоплений, представлены палево-серыми песчанистыми глинами с редкими прослойками (мощностью до 5 см) и линзами (до 10—15 см) желто-серого среднезернистого песка. Для песчанистых глин очень характерны многочисленные мелкие пустоты, образованные погребенными пузырьками газа.

К востоку от Челекена деятельность грязевых вулканов проявилась заметно слабее. На Небит-Даге и Боя-Даге имеются небольшие озера в жерлах действующих грязевых вулканов; для рельефа Боя-Дага характерен высокий каменный столб Карабурун, представляющий собой нэк, т. е. обнаженное денудацией жерло древнего грязевого (газового) вулкана (Калицкий, 1914а; Порфирьев, 1932).

К югу от Челекена известны многочисленные действующие и потухшие грязевые вулканы Кеймиро-Чикишлярского района, описанные К. П. Калицким (1914б, д), А. И. Косыгиным (1931, 1935а, б) и др. Сопочные отложения здесь представлены серыми и бурыми, нередко песчанистыми глинами с включениями и прослоями гальки, песка и раковин каспийских моллюсков; характерным признаком сопочных отложений является наличие многочисленных газовых пустот. Среди грязевых вулканов Кеймиро-Чикишлярского района выделяются Гекпатлаух (96 м отн. выс.), Акпатлаух (60 м отн. выс.) и Гогран-Даг (40 м отн. выс.), конусы которых сложены зеленовато-серыми сопочными глинистыми породами. Чрезвычайно своеобразной является газо-нефтяная сопка недалеко от аула Чикишляр, которая до 1939 г. находилась в море.

Можно предполагать, что сопочные отложения в Кеймиро-Чикишлярском районе накапливались не только в современную эпоху, но также и в более древние. Заслуживают внимания находки в продуктах сопочной деятельности обломков пород и фауны сенонского, альбского, аптского и барремского возраста (Крымгольц и Шведов, 1947).

МАГМАТИЗМ И ЯВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Введение

Горные породы магматического происхождения на территории Туркменской ССР развиты весьма незначительно. Они известны в немногих, далеко отстоящих друг от друга местах и занимают очень небольшие площади. Несколько более широко развиты они в пограничных с Туркменией участках Узбекской ССР.

Наиболее известны выходы изверженных горных пород на западной окраине Туркменской ССР, на побережье Каспийского моря в окрестностях Красноводска. Они были открыты здесь еще в 1825 г. Э. Эйхвальдом (1834) и позднее посещались многими геологами, из числа которых назовем Фелькнера (1838), Ф. Г. Кошкуля (1873), Э. Титце (Tietze, 1877), А. Зайцева (1884), Г. Шегрена (Sjögren, 1888a), Н. И. Андрусова (1889, 1905), П. Л. Низковского (1915), В. В. Богачева (1926), С. А. Ковалевского (1926б), О. С. Вялова (1940б) и Н. П. Луппова (1945а).

Однако сведения об этих породах до недавнего времени были весьма отрывочны и неполны. Они ограничивались в большинстве случаев краткими указаниями на условия их выходов и самой общей петрографической характеристикой или простыми петрографическими определениями отдельных образцов. Только в статье А. Зайцева (1884) и в более поздней заметке П. Л. Низковского (1915) имеются относительно подробные петрографические описания некоторых типов этих пород. Более полные сведения о всем комплексе изверженных пород Красноводска и их взаимоотношениях были получены лишь в 1943 г. при геолого-съёмочных работах, производившихся Н. П. Лупповым и Е. А. Худобиной.

Несколько позднее, чем у Красноводска, в конце первой половины прошлого столетия, в результате изучения Г. Гельмерсеном (1845; Helmersen, 1844) образцов, собранных Леманом и Базинером, изверженные породы были обнаружены в низовьях Аму-Дарьи, в Султануиз-Даге, расположенном у самой границы Туркмении, на территории Узбекской ССР. Первое геологическое описание выходов этих пород было сделано через 30 лет Н. П. Барботом де Марни (1875). Позднее, уже в текущем столетии, эти породы изучались А. Е. Вознесенским, К. А. Поповым и И. А. Преображенским (1914), А. В. Пэком и А. И. Чураковым (1936) и Я. С. Висьневским (1940, 1950, 1952). Что касается выходов изверженных пород к западу от Султануиз-Дага, на территории Туркменской ССР, то литературные данные о них в настоящее время ограничиваются краткими указаниями в работах А. Д. Архангельского (1931), Б. М. Георгиевского (1937б), Н. П. Луппова (1946а), П. П. Чуенко и А. И. Смолко.

Значительно позднее были обнаружены выходы магматических пород в других местах Туркменской ССР. В 1916 г. П. М. Васильевским были открыты эффузивные породы в окрестностях Кушки в Бадхызе.

Однако лишь в 1930 г., после повторного посещения их П. М. Васильевским и петрографического изучения образцов В. Н. Лодочниковым, были опубликованы первые сведения об этих породах (Васильевский и Лодочников, 1930). Более полные данные об условиях залегания этих пород и их взаимоотношениях с палеогеновыми отложениями получены при исследованиях, производившихся в 1930 г. В. Н. Огневым (1932). Некоторые дополнительные данные о стратиграфическом положении эффузивов опубликованы О. С. Вяловым (1946а).

В 1928 г. П. П. Чуенко (1931, 1937) обнаружил изверженные породы в палеозойском ядре Кугитангской антиклинали, у восточной оконечности Туркменской ССР, но уже в пределах Узбекистана. Позднее эти породы и их взаимоотношения с осадочным комплексом палеозоя изучались С. М. Головиным, установившим наличие здесь гранитов посленижнекарбонového возраста и нескольких типов эффузивов.

В 1929 и 1930 гг. Н. П. Лупповым были обнаружены изверженные породы на северо-западе Туркмении, в Туаркыре (1931, 1932); некоторые дополнительные сведения об этих породах были опубликованы им в 1936 г. (Наливкин и Луппов, 1936). Более полные данные об условиях залегания этих пород получены в 1949—1950 гг. В. С. Курбатовым.

В 1931—1932 гг. были открыты изверженные породы в районе Большого Балхана. Первые сведения о них опубликованы в очень краткой заметке Е. А. Репман (1937). Некоторые дополнительные данные получены при исследованных М. Б. Григоровича в 1934 г., Н. П. Луппова в 1937 и 1946 гг. и Е. А. Худобиной в 1943 г.

Из изложенного видно, что современные знания об изверженных породах Туркменской ССР получены в основном в течение последних двадцати пяти лет. Однако и сейчас еще не все вопросы, связанные с этими породами, получили надлежащее разрешение. В частности, не установлен точно возраст красноводских изверженных пород, в отношении которого имеются большие расхождения во взглядах различных авторов.

Красноводский район

В районе Красноводска породы магматического происхождения представлены как интрузивными, так и эффузивными и жильными разновидностями. Ими сложены возвышенности Шах-Адам¹ у Красноводска и Кара-Даг к востоку от города на п-ове Уфра. Кроме того, небольшие изолированные выходы магматических пород прослеживаются у южного подножья Куба-Дага, от 0,5 км западнее урочища Кокджол на западе до меридиана п-ова Уфа на востоке (рис. 48).

Возраст этих пород точно не установлен. Контакт эффузивных пород с известняками верхней юры, прослеживающейся у южного подножья Куба-Дага, тектонический. Наличие многочисленных галек магматических пород в отложениях средней и верхней юры свидетельствует лишь об их явно додоггеровском возрасте. При исследованиях 1943 г. Е. А. Худобиной установлена следующая возрастная последовательность магматических пород в Шах-Адаме и на п-ове Уфра, начиная от более древних: 1) гранодиориты катаклазированные и гнейсовидные; 2) гранодиориты

¹ Принятая в литературе транскрипция Шах-Адам (шах-человек) неправильна. Как показал Л. С. Берг (1929а), правильное название этой возвышенности Ша-Кадам, точнее Ша-Гадам («ступня шаха»). — *Прим. ред.*

и кварцево-пироксеновые диориты; 3) биотитовые граниты; 4) кварцевые порфиры и сопровождающие их туфы; 5) порфириты, их туфы и туфобрекчии; 6) интрузивная порода диоритового состава.

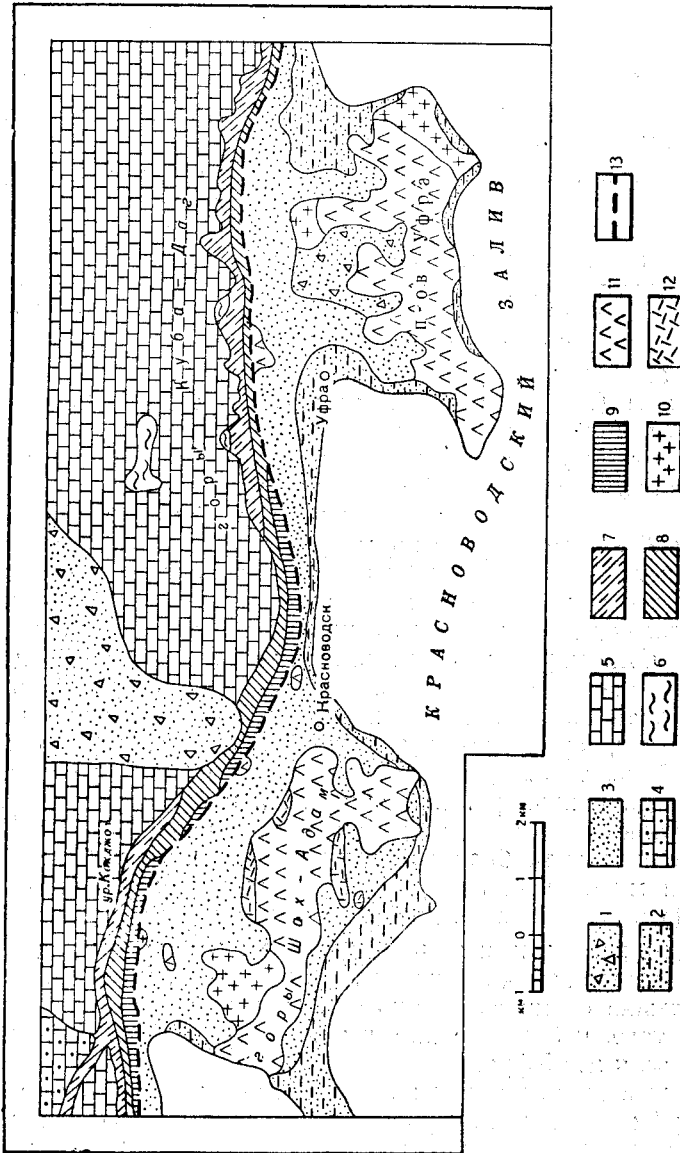


Рис. 48. Геологическая карта района выхода изверженных пород у Краснодарск. (по Н. П. Лупову и Е. А. Худоиной)

1—четвертичные проluvальные отложения; 2—новокаспийский ярус; 3—хвалынский ярус; 4—апшеронский ярус; 5—акатгальский ярус; 6—баррем; 7—готерв и валажи; 8—трион; 9—кмырдж и оксфорд; 10—граниты и гранодиориты; 11—порфириты; 12—туфы; 13—линии разломов

Среди довольно многочисленных жильных образований возрастная последовательность прослеживается более отчетливо. Наиболее древними являются жилы кислого состава — аплитовые, гранодиоритовые, гранит-порфировые породы. Более молодыми являются мощные жилы красного кварцевого порфира. Самые молодые жилы представлены плагиоклазовыми, диабазовыми и диоритовыми порфиритами.

Кислые интрузивные породы

Катаклазированные гранодиориты являются самыми древними породами; они обнажаются в небольших изолированных выходах среди более молодых гранодиоритов, гранитов и порфиритов в западной оконечности Шах-Адама. Макроскопически эти породы представляют собой зеленовато-серые гнейсовидные разности. В интенсивно зеленых сланцеватых разностях, в которых цветные компоненты как бы обволакивают крупные зерна кварца и полевого шпата, порода приближается к очковым гнейсам.

Структура этой породы катакlastическая с явными следами дробления, реже порфировидная; часты признаки гнейсовидной текстуры, выражающиеся в параллельной ориентировке пластинок биотита и роговой обманки или вторичных минералов, их замещающих (хлорита).

Минералогический состав описываемых пород следующий: плагиоклаз, калиевый полевой шпат (преимущественно микроклин), кварц, обыкновенная роговая обманка, реже биотит. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом и цирконом. Широко развиты вторичные минералы (хлорит, серицит, карбонаты, эпидот, пелит), замещающие полевые шпаты, роговую обманку и биотит.

Плагиоклаз количественно преобладает над микроклином; в участках с порфировидной структурой отдельные кристаллы его достигают 8—10 мм. Для микроклина характерны ксеноморфные зерна со следами дробления и небольшое количество микропертитовых вростков альбита. Как правило, полевые шпаты альбитизированы, хлоритизированы и серицитизированы; кроме того, по ним развиваются карбонаты и эпидот. По калиевому полевому шпату часты полные псевдоморфозы пелита. Зерна кварца имеют ксеноморфные очертания; они трещиноватые, давленные, с волнистым погасанием и тончайшими включениями, повидимому, рудной пыли. Роговая обманка и биотит почти нацело замещены вторичными минералами, среди которых преобладает хлорит, придающий породе зеленый цвет. Полные псевдоморфозы по биотиту обычно чисто хлоритовые, тогда как по роговой обманке в них присутствуют наряду с хлоритом актинолит, карбонаты, эпидот и магнетит. Для всей породы характерно явление гранобластеза, выраженное в гранобластовом характере границ минералов, присутствии пойкилитовых вростков плагиоклаза и кварца в амфиболе и мирмекита в плагиоклазе.

Гранодиориты и кварцево-пироксеновые диориты обнажаются в северо-западной части возвышенности Шах-Адам, где они слагают небольшие сопки совместно с прорвавшими их биотитовым гранитом. Кроме того, небольшие выходы их встречены в средней части Шах-Адама и на п-ове Уфра.

Макроскопически эти породы зеленовато-серые, средне- и мелкозернистые, порфировидные или равномернозернистые, со значительным количеством цветных и вторичных минералов, от которых зависит окраска. По составу они отличаются от катаклазированных гранодиоритов присутствием пироксена (вместо роговой обманки) и колебанием содержания кварца, то достигающего в породе 20—25%, то почти совершенно отсутствующего, причем в породах с минимальным количеством кварца обычно содержится повышенное количество пироксена.

Минералогический состав описываемых пород следующий: плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, пироксен, биотит; примеси — апатит, циркон, сфен, магнетит; вторичные минералы — хлорит, серицит,

эпидот, карбонаты, соссюрит, актинолит. Основная масса гипидиоморфнозернистая, с отдельными гранофировыми участками и порфировыми выделениями пироксена, реже плагиоклаза. Плагиоклаз преобладает над калиевым полевым шпатом, таблитчатые и призматические кристаллы его часто зональны. Полевые шпаты в большинстве случаев замещены вторичными минералами. По плагиоклазу развиваются серицит, соссюрит, пелит, реже — хлорит и карбонаты. Для калиевого полевого шпата характерно наличие микропертитовых востков альбита. Вторичные процессы приводят к сильной пелитизации, превращающей минералы в бурое непрозрачное вещество. Пироксен моноклинный, в таблитчатых кристаллах бесцветен или зеленоватого цвета, редко свежий, обычно замещен вторичными минералами до полных псевдоморфоз.

По пироксену развиваются хлорит, эпидот, клиноцоизит, актинолит, карбонаты. Полные псевдоморфозы дают хлорит и актинолит. Биотит присутствует в незначительном количестве, так как почти нацело замещен хлоритом с примесью карбонатного вещества. Акцессорные минералы составляют около 2%, основная доля падает на рудный минерал.

Биотитовые граниты среди интрузивных пород района распространены наиболее широко. Основной массив их вскрыт в северо-западной части Шах-Адама, а краевые фации обнажены на п-ове Уфра и у подножья Куба-Дага. Ксенолиты этого гранита в изобилии встречаются в порфиритах юго-западного склона Шах-Адама. В восточной части Уфры биотитовые граниты отчетливо контактируют с плагиоклазовыми порфиритами, в которые также включены довольно крупные, часто оплавленные ксенолиты гранитов.

Макроскопически эти породы характеризуются преимущественной красной окраской с серовато-розовыми разностями в основном массиве и крупнозернистым сложением с крупными порфировыми выделениями зерен кварца и розового полевого шпата. Для гранитов основного массива характерно наличие значительного количества биотита; в краевых зонах граниты почти без слюды и без порфирировых выделений. Под микроскопом первые отличаются порфирировидной структурой с гипидиоморфнозернистой основной массой, а вторые — присутствием участков гранофирового прорастания калиевого полевого шпата кварцем (отчетливо микрографическая структура) и преобладанием последнего над полевым шпатом.

Минералогический состав следующий: плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, биотит; примеси — апатит, циркон, магнетит; вторичные минералы — серицит, пелит, карбонаты, мусковит, хлорит, эпидот, изредка лейкоксен. Плагиоклаз образует призматические и таблитчатые кристаллы, часто зональные, сдвойникованные, альбитизированные и замещенные вторичными минералами. В плагиоклазах основного массива широко развита пелитизация, в периферической зоне преобладает серицит. Для калиевого полевого шпата характерно почти повсеместное развитие значительного количества микропертитовых востков альбита. Вторичные изменения приводят к сильной пелитизации, до превращения минерала в бурое непрозрачное вещество. Для центрального интрузивного тела характерны почти равное количество плагиоклаза и калиевого полевого шпата, а также преобладание пелитизации над серицитизацией. В периферических частях калиевого полевого шпата меньше, там преобладает кварц.

Кроме серицита и пелита, по полевым шпатам в значительной мере развиты кальцит и эпидот. Кварц образует ксеноморфные прозрачные

зерна, обладающие волнистым погасанием; он обычен в микропегматитовых прорастаниях с калиевым полевым шпатом. Биотит не превышает 6% от общего состава, он образует небольшие пластинки и таблочки; в большинстве случаев замещенные хлоритом, мусковитом, кальцитом и гидроокислами железа; примеси составляют доли процента.

Для всех трех интрузивных разновидностей характерны сравнительно небольшое количество цветных минералов, преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом (и кварцем в диоритах) и интенсивное развитие вторичных минералов по полевым шпатам, пироксену и биотиту вплоть до полного замещения. Обычны псевдоморфозы хлорита по пироксену, серицита и сосюрита — по плагиоклазу, хлорита, карбоната и рудной пыли — по биотиту, пелита — по калиевому полевоому шпату. Кроме того, полевые шпаты в большинстве случаев альбитизированы до полного замещения более основных плагиоклазов альбитом. Для кварца характерны трещиноватость, волнистое погасание, а в огнейсованных разновидностях — катаклиз.

Эффузивные породы

Эффузивы представляют собой самую распространенную группу магматических пород Красноводского района. Необходимо отметить большое разнообразие пород, быструю смену их на небольшом расстоянии и незаметный переход одной разновидности пород в другую. При микроскопическом исследовании выделены следующие разновидности: кварцево-плагиоклазовые порфиры, несколько разновидностей порфиритов, туфы и туфобрекчии.

Кварцево-плагиоклазовые порфиры слагают пониженные части северного склона возвышенности Шах-Адам. Отдельные участки их выступают среди эффузивной толщи плагиоклазовых порфиритов и частично как бы перекрываются последними. Взаимоотношения кварцевых порфиритов с окружающими породами не ясно.

Макроскопически кварцево-плагиоклазовые порфиры имеют зеленовато-серую окраску, часто с фиолетовым оттенком, плотное строение с порфиоровыми выделениями ясно различимых зерен светлого, значительно разложившего плагиоклаза и прозрачных или белых зерен кварца. Изредка в отдельных выходах отчетливо прослеживается флюидность, которая подчеркивается наличием линзообразных включений, обтекаемых плотной темносерой основной массой.

Под микроскопом структура этих пород типично порфировая, в порфиоровых выделениях — альбитизированные плагиоклаз и кварц. Распределение порфиоровых выделений в породе весьма неравномерно, отношение их также различно. Во всей породе преобладают вкрапленники плагиоклаза, но в отдельных шлифах количество вкрапленников кварца достигает 30—35%. Общее количество порфиоровых выделений не превышает 40%, обычно же оно меньше. Основная масса имеет микрофельзитовую до фельзитовой структуру с отдельными участками сферолитового и микроаллотриоморфнозернистого строения с большим количеством развивающихся пелитовых и сферолитовых частиц.

Минералогический состав описываемых пород следующий: полевой шпат, кварц, серицит, хлорит, альбит, эпидот, вторичный кварц, гидроокислы железа. Карбонат в основной массе развивается по трещинам. Полевые шпаты в большинстве случаев замещены вторичными минералами: плагиоклаз — альбитом, серицитом или хлоритом; калиевый поле-

вой шпат, встречающийся только как составная часть основной массы, почти нацело замещен пелитом до образования бурого непрозрачного вещества. Для всей породы характерно интенсивное развитие вторичных минералов, вплоть до полного замещения порообразующих.

Порфириды среди магматических пород занимают господствующее положение. Ими сложены большая часть возвышенности Шах-Адама и почти полностью возвышенность Кара-Даг на п-ове Уфра. Кроме того, они преобладают и в отдельных изолированных выходах вдоль южного подножия Куба-Дага.

Макроскопически порфириды представляют собой довольно однообразные породы порфиристого строения, серой и зеленовато-серой окраски, в повышенных участках — плотные, массивные, с более крупными порфиристыми выделениями, в пониженных — более трещиноватые, разрушенные, со значительно меньшим количеством порфиристых выделений и более мелкими размерами последних. В группе порфиритов выделяются как кислые, так и основные разновидности, представленные кварцево-диоритовыми, дацитовыми, плагиоклазовыми, пироксеновыми и диабазовыми порфиридами. Макроскопически все эти разновидности различимы, за исключением кварцево-диоритовых, в которых среди порфиристых выделений преобладают ясно различимые зерна кварца, и диабазовых порфиритов, отличающихся сравнительно малым количеством порфиристых выделений и более зеленой основной массой диабазового строения. Наблюдаются постепенные переходы этих разновидностей друг в друга, а также переход порфиритов в туфы и туфобрекчии. В последнем случае переход настолько незаметен, что даже в шлифах трудно определить, является ли порода эффузивом с туфогенным материалом или просто туфом.

Среди порфиристых выделений встречаются следующие минералы: плагиоклаз, кварц, пироксен, калиевый полевой шпат, амфибол и биотит.

Кварцевые диоритовые порфириды характеризуются значительным количеством кварца в порфиристых выделениях и основной массе и относительно свежими фенокристаллами плагиоклаза. Основная масса микрогипидиоморфнозернистая, сложена плагиоклазом, кварцем и продуктами разложения полевого шпата и цветных минералов.

В дацитовых порфиридах порфиристые выделения представлены альбитизированным и зональным плагиоклазом, в большинстве случаев замещающимся вторичными минералами (серицитом, эпидотом, карбонатом). Изредка наблюдаются вкрапленники моноклинного пироксена, также в значительной степени или нацело замещенные вторичными минералами. Основная масса, от микрофельзитовой до гялопелитовой, сложена полевыми шпатами, цветными компонентами, вторичными минералами и в большинстве случаев нацело разложена. Плагиоклазовые порфириды отличаются от дацитовых наличием наряду с плагиоклазом большего количества вкрапленников цветного минерала (моноклинный пироксен, бурозеленая роговая обманка) и присутствием калиевого полевого шпата. Основная масса витрофировая до микрофельзитовой и пилотакоитовой.

Для пироксеново-плагиоклазовых порфиритов характерно преобладание крупных таблитчатых, довольно свежих порфиристых выделений моноклинного пироксена. Основная масса в большинстве случаев витрофировая, с большим количеством мелких обломков плагиоклаза и цветных минералов. Встречаются участки микропиклитового и микрозернистого сложения. В отдельных шлифах в порфиристых выделениях и в основной массе наблюдается преобладание роговой обманки над

пироксеном или равное соотношение их. Такие породы можно было бы выделить в группу пироксеново-роговообманковых порфиритов, но они встречаются редко, а кроме того, такое соотношение свойственно и отдельным участкам явно пироксеновых порфиритов. Часты полные псевдоморфозы по порфириновым выделениям цветного минерала, замещенного зеленым чешуйчатым хлоритом, мелкоагрегатным карбонатным веществом и пренитом. Основная масса почти нацело разложена.

Диабазовые порфириты содержат редкие порфириновые выделения плагиоклаза и моноклинового пироксена. Структура основной массы офитовая; состав: лейсты альбитизированного плагиоклаза, разложенный цветной минерал и в интерстициях небольшое количество кварца. Кроме того, характерной особенностью диабазового порфирита является наличие в альбитизированном плагиоклазе тонких волоконистых вростков рутила, а в основной массе — значительного количества лейкоксена.

Основными особенностями всего комплекса порфиритов являются наличие порфириновых выделений, размеры которых изменяются от 0,3 до 3,5 мм, порфириновая структура и флюидальная текстура; последняя часто отчетливо различима макроскопически. Структура основной массы витрофировая, микрофельзитовая, пилотакситовая, гиалопилитовая и микрогипидиоморфнозернистая, а для диабазовых разновидностей офитовая. Следует отметить сильную измененность породы. Большинство первичных минералов нацело замещено. В составе преобладают вторичные образования, развивающиеся как по порфириновым выделениям, так и в основной массе. Полевые шпаты пелитизированы, серицитизированы и хлоритизированы. Цветные компоненты замещены (до полных псевдоморфоз) хлоритом, кальцитом, эпидотом и гидроокислами железа. Карбонатное вещество и эпидот также довольно часто развиты по полевым шпатам.

Туфы и туфобрекчи занимают пониженные части массивов Шах-Адама и Кара-Дага. Ими сложены небольшие холмики, расположенные примерно в средней части южного склона Шах-Адама, у основания его северного склона (западная окраина Красноводска), и в западной его части, где хорошо прослеживается переслаивание туфобрекчий с туфами.

Макроскопически туфы представляют собой породу зеленого и серовато-зеленого цвета, иногда с фиолетовым оттенком. Довольно часты пятнистые участки, в которых среди зеленых полей наблюдаются фиолетовые пятна или в фиолетовых полях зеленые пятна. Сложение грубослойное, до переслаивания с туфобрекчиями. Туфобрекчии преимущественно серого и зеленовато-серого цвета; обломки от нескольких миллиметров до 1,5 м в диаметре представлены порфиритами и сцементированы туфами. Переход от туфов к туфобрекчиям постепенен, так что в большинстве случаев трудно определить, является ли порода туфом с крупными обломками или туфобрекчией с туфовым цементом.

Микроскопически туфы характеризуются составом кварцевых порфиров и плагиоклазовых порфиритов. Они имеют порфировидную и кластическую структуру. В общей массе туфы в значительной степени метаморфизованы, со следами окварцевания. Туфы кварцевого порфира имеют кластическую структуру, состоят из угловатых обломков кварцевого порфира, разложенного полевого шпата и кварца. Изредка встречаются обломки основной массы; широко развиты вторичные минералы, замещающие полевые шпаты и присутствующие в основной массе. Туфы плагиоклазовых порфиритов также имеют преимущественно кластиче-

скую структуру, метаморфизованы и окремнены. Они состоят из мелких обломков плагиоклазовых порфиритов, полевошпатовых зерен, мелких пластинок цветного минерала (пироксена, биотита, реже роговой обманки). Основная масса фельзитового, микрофельзитового и гялопилитового сложения, со значительным количеством вторичного кварца. В составе основной массы много серицита, хлорита, кальцита, гидроокислов железа и пелитового вещества.

Вся толща туфов и туфобрекчий рассечена рядом тонких жилок, выполненных кварцем и кальцитом, с нарастанием тонких призмочек кварца перпендикулярно стенкам трещинок. Пелитовые разности туфов характеризуются сланцеватой текстурой и алевро-пелитовой структурой. Кроме того, для всей толщи туфов и туфобрекчий характерны очень сильные пелитизация и серицитизация полевых шпатов и общая измененность минералов, в большинстве случаев до полного замещения их вторичными образованиями. Туфы и туфобрекчии в возрастном отношении сингенетичны кварцево-плагиоклазовым порфирам и эффузивному комплексу порфиритов.

Молодая интрузивная порода диоритового состава

Совершенно особый вид породы представляет небольшой выход интрузивного тела на южном склоне Шах-Адама, пересекающий эффузивную толщу и как бы подрезающий протягивающуюся сюда жилу красного кварцевого порфира¹.

Макроскопически эта порода зеленовато-серая, кристаллически-зернистая, с порфиrowыми выделениями пироксена и роговой обманки, придающими породе в отдельных участках пятнистый вид. Изредка различаются порфиrowые выделения светлого полевого шпата. В приконтактных частях порода более уплотненная, серая с бурым оттенком, имеет более однородное строение и почти не содержит порфиrowых выделений.

При микроскопическом исследовании порода также оказалась совершенно непохожей на весь комплекс изверженных пород района. Основное отличие ее — это обилие, а в некоторых шлифах явное преобладание цветных компонентов. В центральной части тела они совершенно свежие, в периферической зоне имеют следы изменения и замещения. Наличие в породе значительного количества моноклинного и ромбического пироксена, зеленой роговой обманки и оливина приближает ее к основному ряду. Структура центральной части тела порфиrowидная и микрогаббро-офитовая, с микрогипидиоморфнозернистой основной массой, а периферических частей — гипидиоморфнозернистая с элементами габбро-офитовой.

Минералогический состав следующий: плагиоклаз, щелочной полевой шпат, моноклинный и ромбический пироксены, зеленая роговая обманка, биотит, кварц, оливин; примеси — апатит, циркон, сфен, лейкоксен, магнетит; вторичные минералы (в незначительных количествах) представлены хлоритом, кальцитом, эпидотом, серицитом, соссюритом, пелитом, пренитом и актинолитом. По оливину развивается тонкочешуйчатый минерал, по показателям преломления и двупреломления близкий к тальку. Плагиоклаз порфиrowых выделений и основной массы замещается серицитом, кальцитом, реже — соссюритом, пренитом и эпидотом. Щелочной полевой шпат распространен значительно меньше, свойственен только основной массе и замещается пелитом.

¹ На рис. 48 эта порода не выделена.

Из цветных компонентов преобладает моноклинный пироксен как в крупных порфировых выделениях, в виде кристаллов удлиненной призматической формы, так и в виде более мелких зерен в основной массе. В центральной части интрузии моноклинный пироксен почти совершенно свежий, ближе к контактной зоне он замещается хлоритом, кальцитом, актинолитом и эпидотом. Ромбический пироксен, роговая обманка и биотит сравнительно редки; они имеются в основной массе породы и замещаются аналогично моноклинному пироксену. По биотиту довольно широко развиты пластинки мусковита. В отдельных шлифах роговая обманка составляет около 30% состава породы; обычно же встречаются мельчайшие единичные пластинчатые образования ее. Кварц присутствует в виде мельчайших зерен, не превышая 4—5% состава пород. В составе основной массы преобладают альбитизированный и пелитизированный полевой шпат, лейсты альбита, кварца и вторичные минералы как продукты замещения полевых шпатов и цветной составной части. Своеобразие придает породе наличие оливина, ромбического пироксена и псевдоморфоз по ним. Оливин почти нацело замещен; он определяется только по характеру псевдоморфоз. По нему, кроме талькоподобного минерала, развиваются кальцит и рудный минерал, идиоморфные по отношению к моноклинному пироксену.

Как указывалось выше, особенностями породы являются ее более основной состав, наличие свежих пироксенов, зеленой роговой обманки, реликтов оливина и ромбического пироксена и псевдоморфоз по ним, сравнительно свежий вид породы и относительно неразложенные полевые шпаты. Замещение породообразующих минералов вторичными характерно для приконтактных и периферических зон. Полное замещение прослеживается только по оливину и ромбическому пироксену, обычно же разложение минералов прослеживается по трещинам спайности, причем более интенсивно замещение вторичными минералами развивается в приконтактной зоне.

Жильные породы

Возрастная последовательность жил прослеживается по характеру выходов и по изменению состава. Более древние маломощные жилы, рассекающие кислые интрузивные породы, представлены породами гранитного и гранодиоритового состава. Более молодые жилы, прорывающие всю толщу интрузивных и эффузивных пород (кроме молодой интрузии основного состава), сложены кварцевым порфиром. Простирание жил кварцевого порфира близко к широтному, с небольшими отклонениями. Мощность их от 1 до 7 м. Они отчетливо выделяются благодаря красному цвету на фоне серых и зеленовато-серых пород порфиритовых массивов Шах-Адама и Кара-Дага.

Самые молодые жилы представлены плагиоклазовыми и диабазовыми порфиритами. Жилы порфирита также отчетливо прослеживаются, выделяясь темным цветом на сером и розовом фоне рассекаемых ими пород. Порфиритовые жилы секут всю толщу изверженных и жильных пород, включая и жилы красного кварцевого порфира.

В заключение следует отметить сильную измененность минералов всех описанных изверженных пород Красноводского района, за исключением самой молодой интрузии. Полевые шпаты альбитизированы, серицитизированы, хлоритизированы и карбонатизированы. Калиевые полевые шпаты пелитизированы до полного замещения и превращения минерала в бурое непрозрачное вещество. Цветные компоненты также

в большинстве случаев замещены вторичными минералами, часто до полных псевдоморфоз.

Помимо ближайших окрестностей Красноводска, магматические породы известны в 40 км к востоку от него, на о. Дагада. Здесь М. Б. Григоровичем констатирован биотитовый гранит, рассеченный жилами красного кварцевого порфира, диабазового порфирита, кварцевого альбитофира и фельзита (последний в виде тончайших прожилков в жилах красного кварцевого порфира).

О. С. Вялов (1940б) на основании определений К. Н. Паффенгольца указывает на весьма сложный состав магматических пород о. Дагада. Им отмечены серые гнейсовидные граниты, являющиеся самыми древними породами острова. Они прорваны розовыми ортоклазо-микроклиновыми гранитами и вместе с последними рассечены жилами темного порфирита. Кроме того, на острове встречены отдельные небольшие выходы черных и красных кварцевых порфиров, серых гранитов, гранит-порфиров, диоритов и несколько разновидностей темных порфиритов. Магматические породы о. Дагада, согласно О. С. Вялову (1940б), трансгрессивно покрываются известняками, относящимися к верхам юры или низам неокома.

Большой Балхан

В пределах Большебалханской антиклинальной структуры горные породы магматического происхождения известны в нескольких пунктах (см. рис. 75). Все выходы их на поверхность находятся в северо-западной части структуры. Два наиболее крупных выхода расположены у крупного тектонического разлома, по которому отложения нижней и средней юры соприкасаются с различными горизонтами нижнего мела. Более мелкие выходы расположены среди площади развития юрских отложений. Условия залегания магматических пород Большого Балхана неясны. Часть этих пород, несомненно, находится не в коренном залегании.

Первые сведения о магматических породах Большого Балхана были опубликованы в заметке Е. А. Репман (1937). Позднее отдельные выходы этих пород посещались М. Б. Григоровичем в 1934 г., Н. П. Лупповым в 1937 и 1946 гг., Г. Я. Крымгольцем и Е. А. Худобиной в 1943 г. и К. Машрыковым в 1948 г., а шлифы изучались К. Н. Паффенгольцем и Е. А. Худобиной.

Наиболее крупный выход магматических пород расположен в 7,5 км к северо-востоку от разъезда № 9 и в 4 км к запад-юго-западу от вершины горы Кошаджульба¹. Магматические породы слагают здесь небольшой гребень с довольно крутыми склонами, вытянутый в направлении ВСВ на протяжении около 900 м при ширине не более 200 м.

Здесь развиты биотитовые граниты от бледнорозового до почти белого цвета, сильно разрушенные и местами превращенные с поверхности в гранитную дресву. По Е. А. Худобиной, изучившей шлифы этих гранитов, они совершенно аналогичны биотитовым гранитам, наиболее молодым из кислых интрузивных пород окрестностей Красноводска. Подобно последним, они характеризуются крупной зернистостью, преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом и кварцем, сравнительно небольшим содержанием цветных компонентов, среди которых

¹ В геологической литературе известна под неправильным названием Кошасейра.

главная роль принадлежит биотиту, и значительным развитием новообразований — хлорита, серицита, соссюрита, карбоната и пелита, нередко нацело замещающих полевые шпаты и биотит.

Гранитный массив пересечен многочисленными жилами темных порфиритов мощностью от 20 см до 2,0 м. Жилы секут массив косо к простиранию гребня в направлении от ВСВ 85° до ВЮВ 105° и имеют крутое падение к югу под углом не менее 70°.

Гранитный массив окаймлен с северо-востока, востока и юга песчаниками и сланцами средней и нижней (?) юры, выходы которых местами вплотную подходят к гранитам. К северо-западу от гранитного массива

развиты пролювиальные отложения, скрывающие на данном участке линию главного разлома, которая здесь имеет простирание ВСВ, параллельное гранитному гребню. За этой полосой, уже по ту сторону разлома, обнажаются песчаники альбского яруса (рис. 49).

Г. Я. Крымгольцем и Е. А. Худобиной при осмотре выходов гранитов в 1943 г. было высказано предположение об активном контакте гранитов с юрскими сланцами, что и было отражено в объяснительной записке к листу J—40 геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 (Калугин, Кунин, Луппов и Порфирьев, 1946). Однако наблюдения Н. П. Луппова в 1946 г. и изучение

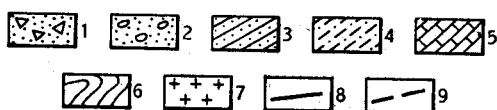
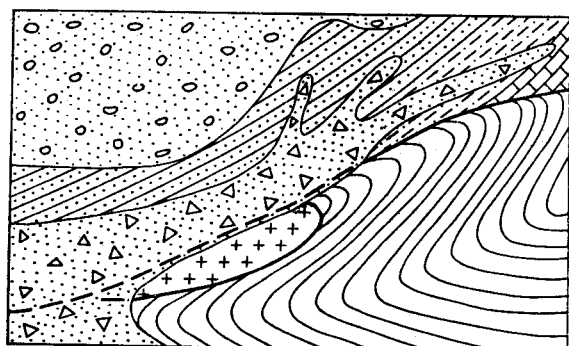


Рис. 49. Схематическая геологическая карта района выходов гранитов в Большом Балхане

1—пролювиальные отложения; 2—неогеновая континентальная толща (кюринская свита); 3—альб; 4—ант; 5—неоком; 6—средняя и нижняя (?) юра (условные обозначения юрских и меловых отложений ориентированы по простиранию); 7—гранит; 8—линия разлома; 9—линия разлома, скрытая под четвертичными отложениями

шлифов образцов, взятых у контакта гранитов с юрскими породами, произведенное Е. А. Худобиной, не подтвердили этой точки зрения. Никаких признаков контактных изменений в юрских отложениях не было установлено, и в то же время выявилось, что ни одна из многочисленных порфиритовых жил, целиком прорезающих весь массив гранита, не проникает в юрские отложения. Эти данные, а также наличие признаков срезания юрских песчаников гранитным телом при отсутствии контактных изменений говорят в пользу тектонического контакта между гранитом и юрскими отложениями.

Второй, меньший по размерам выход магматических пород расположен в 3 км к западу от первого, в 5 км к северо-северо-востоку от разъезда № 9. Здесь изверженные породы обнажаются на площади 100×60 м и представлены сильно разрушенными темными зеленовато-серыми туфами кварцевого порфира. Характерная особенность туфов, по Е. А. Худобиной, — сильное окремнение основной микрофельзитовой массы и обилие кварца как в виде вкрапленников, так и в основной массе. Значи-

тельное развитие имеют также вторичные образования: хлорит, кальцит, эпидот и пелит, замещающие полевые шпаты.

Выходы туфов со всех сторон окружены пролювием, не позволяющим видеть взаимоотношение их с мезозойскими осадочными породами. Туфы залегают, повидимому, непосредственно у линии разрыва, имеющей здесь широтное простирание, по южную сторону от нее. На расстоянии всего 50 м к северу от них, за разрывом обнажаются нижнемеловые песчаники, повидимому аптского яруса. Южное крыло разрыва сложено юрскими песчаниками и сланцами, которые, однако, обнажаются лишь в 1—1,2 км восточнее и в 2 км западнее выходов туфов. Данных о взаимоотношениях туфов с юрскими породами не имеется.

В иных условиях выходят изверженные породы в 15 км к восток-юго-востоку от выходов гранитов, у колодца Карачагыл. Изверженные породы приурочены здесь к нижним горизонтам юрской сланцевой толщи, относящимся к верхнему лейасу. Они находятся здесь не в коренном залегании, а в виде различной величины глыб и обломков, лежащих на поверхности сланцев или частично погруженных в сланцевую толщу. Размер таких обломков колеблется в широких пределах, достигая максимальной величины 3,5 м в поперечнике. По К. Н. Паффенгольцу, изучавшему шлифы этих пород в 1938 г. (по коллекции Н. П. Луппова), здесь преобладают породы гранитного ряда, к которым принадлежат все более крупные глыбы. Среди них присутствуют плагиоклазовый гранит, обычно порфирированный, биотитовый гранит, пегматитовый гранит и бесслюдистый богатый кварцем аляскит. Встречаются также кварцевые порфиры, содержащие примесь туфового материала, и порфириты. Интересно отметить присутствие наряду с породами, сохранившими первоначальный облик, также таких, которые обнаруживают признаки древнего выветривания и последующей цементации. По всей вероятности, эти породы представляют собой продукты разрушения древнего массива, попавшие на дно омывавшего их юрского моря.

Присутствие аналогичных обломков и глыб изверженных пород среди юрских сланцев известно также в 7 км к северо-северо-западу от Карачагыла, между горами Геркез и Кошаджульба. Здесь преобладающими породами являются темные порфириты. По последним наблюдениям К. Машрыкова, здесь, помимо обломков, имеются и небольшие коренные выходы изверженных пород, условия залегания которых еще не выяснены.

В большом количестве гальки и валуны изверженных пород, в том числе и валуны гранита до 1 м в диаметре, присутствуют в среднеюрских (верхи байоса—бат) конгломератах к северу от колодца Карачагыл, а мелкие гальки порфирита и диорита включены в прослоях песчаника, залегающих у Карачагыла в нижнеюрской сланцевой толще.

Многочисленные гальки и валуны изверженных пород, в частности гранитов, присутствуют в толще неогеновых конгломератов, слагающих обрыв Кюрянн-Кюре на всем его протяжении от восточного окончания Куба-Дага до северо-западных отрогов горной системы Большого Балхана. Среди валунов Л. А. Никитюк (1932) указывает присутствие гранитных глыб до 1 м в поперечнике. Петрографический состав галек и валунов указывает, что еще в середине неогенового времени к югу от Кюрянн-Кюре возвышались массивы изверженных пород, разрушение которых и дало материал для формирования неогеновой конгломератовой толщи. Выходы изверженных пород в районе Большого Балхана и на о. Дагада, очевидно, являются последними остатками этих массивов.

Имеющиеся данные не дают твердых оснований для установления возраста изверженных пород и их взаимоотношения с осадочным комплексом Большого Балхана. Наиболее вероятно, что весь комплекс изверженных пород древнее обнажающейся осадочной толщи, наиболее древние горизонты которой относятся к верхам лейаса. Наличие изверженных пород среди юрских осадков могло быть вызвано частью тектоническими причинами, частью разрушением древнего массива в юрское время процессами денудации. Не исключена, однако, возможность, что последние проявления вулканизма в виде жильных образований относятся к юрскому времени — концу нижнеюрской и началу среднеюрской (в добатское время) эпохи.

Туаркырский район

В Туаркырском районе известны три обособленных выхода магматических пород. Все они приурочены к размытому своду Туаркырской антиклинали. Среди них имеются интрузивные и эффузивные породы.

Наличие магматических пород в Туаркыре впервые обнаружено Н. П. Лупповым (1931, 1932, Наливкин и Луппов, 1936), описавшим выходы этих пород у Туара и на пятой возвышенности Кизылкия. Магматические породы на пятой возвышенности Кизылкия наблюдались также В. А. Захаревичем (1934) и Е. А. Репман. Более полные данные об условиях их залегания получены в 1949—1950 гг. при исследованиях В. С. Курбатова, которым также обнаружен новый выход этих пород на третьей возвышенности Кизылкия.

У Туара магматические породы обнажаются в 1 км восточнее колодезев, среди эоловых песков. Они прослеживаются в северо-западном направлении на протяжении более 100 м при ширине выхода, не превышающей 30—35 м. Представлены эти породы здесь несколькими разновидностями эффузивного комплекса, взаимоотношения между которыми пока не установлены. Большую часть выхода образуют диабазовые порфириты, среди которых встречаются разности с миндалекаменной структурой (спилиты), а также кварцевые порфиры. В одном из шлифов порода представляет собой катаклазированный и окварцованный альбитофир.

Пески, окружающие со всех сторон выход этих пород, замаскировывают их условия залегания, и долгое время не удавалось выяснить, с какими осадочными породами связаны порфириты. В 1949 г. В. С. Курбатовым с северной стороны выхода порфиритов обнаружены сланцы среднего (?) палеозоя. Это обстоятельство позволяет рассматривать порфириты как составную часть палеозойского комплекса, что подтверждается также наличием галек порфирита аналогичного облика в пермских конгломератах.

На третьей возвышенности Кизылкия магматические породы приурочены к пермским отложениям. Они образуют небольшой гребень, выделяющийся розовато-серым цветом и зубчатой формой рельефа. Изверженные породы представлены в основном вулканическими туфами¹ и породами эффузивного облика, в значительной мере измененными и не поддающимися микроскопическому определению. Изучение шлифов, произведенное И. Дорошевой, показало, что все пороодообразующие мине-

¹ Наличие в аманбулакской свите туфов ранее указывалось Н. П. Лупповым (1932). Однако это указание было основано лишь на определении шлифов; в разрезе туфы не были выделены. — *Прим. ред.*

ралы и основная масса этих пород полностью замещены; только в отдельных случаях сохранились реликты порфировой структуры и редкие псевдоморфозы хлорита и карбоната, сохранившие форму бывших порфировых выделений.

Изверженные породы залегают в виде пласта мощностью до 3—4 м, а вместе с покрывающей их пачкой чередующихся туфов и песчаников— до 9—10 м, в нижней части разреза аманбулакской свиты. Подошва эффузивных пород неровная, с хорошо выраженным контактным изменением (обжигом) подстилающих пород. Местами в низах залежи наблюдаются скопления лапилли разных размеров и вулканических бомб до 10—12 см в диаметре. Покрывающие эффузивно-туфовый пласт песчаники и конгломераты содержат в себе продукты его размыва. Возраст

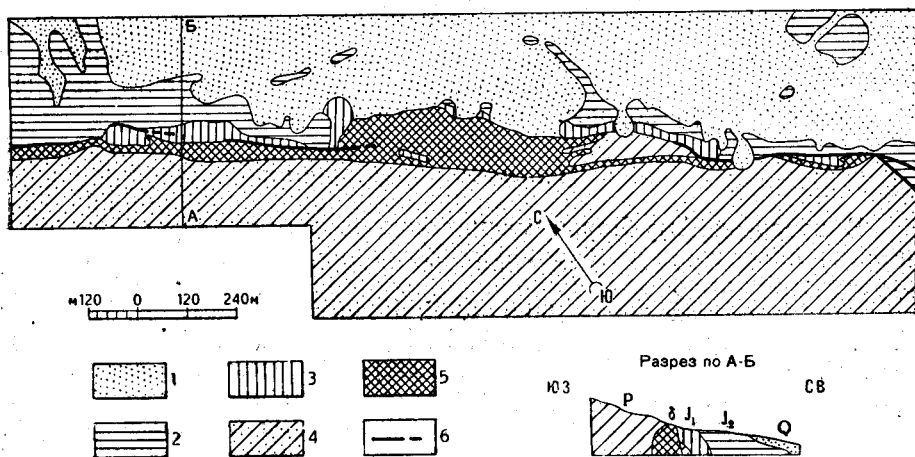


Рис. 50. Схематическая геологическая карта района распространения габбро на северо-восточном склоне пятой возвышенности Кизылкия (по В. Ф. Людвигу)

1—четвертичные отложения; 2—средняя юра; 3—нижняя юра; 4—пермь; 5—габбро; 6—линии разломов

эффузивов, судя по указанным взаимоотношениям, соответствует возрасту вмещающих отложений, т. е. пермский. Очевидно, мы имеем здесь дело с эффузивным покровом.

Третий выход магматических пород расположен на северо-восточном склоне пятой возвышенности Кизылкия. Магматические породы прослеживаются здесь вдоль контакта пермских и юрских отложений на протяжении почти 2 км при максимальной ширине выхода 110 м (рис. 50).

Здесь развиты основные интрузивные породы типа габбро, как правило сильно катаклазированные и разложившиеся. По данным О. И. Некрасовой, изучавшей шлифы этих пород из коллекции Н. П. Луппова, породы эти представлены уралитизированным габбро и габбро-диоритами. Они характеризуются катакластической структурой. Первичный минералогический состав их представлен плагиоклазом, моноклинным пироксеном и роговой обманкой, которые нередко почти нацело замещены вторичными минералами: соссюритом, эпидотом, кальцитом, уралитом и хлоритом. Из более поздних сборов В. С. Курбатова определены И. Дорошевой также пироксеновые порфириды и сильно измененная порода типа амфиболита. Присутствие здесь пород гранитного ряда (катаклазит гранита); указывавшихся ранее (Наливкин и Луппов, 1936), не подтверждается. Н. П. Луппов предполагал, что эти породы имеют

палеозойский возраст, однако новые данные не подтверждают такой точки зрения. По данным В. С. Курбатова, габбро и связанные с ними породы имеют активный контакт как с аманбулакской свитой, так и с нижнеюрскими отложениями. В тех точках, где они соприкасаются с отложениями средней юры, контакт между ними тектонический. Следовательно, возраст интрузии габбро не старше нижнеюрского.

Характерной особенностью магматических пород во всех выходах является наличие многочисленных кварцевых и кальцитовых жил, а для выходов габбро — также жил асбеста, секущих породу.

Помимо вышеуказанных выходов в коренном залегании, магматические породы присутствуют в большом количестве в виде галек в пермских конгломератах. Породы в гальках представлены туфами порфиритов и кварцевых порфиров, порфиритами, биотитовыми альбитофирами и кварцевыми порфирами. Все они в значительной степени изменены, причем изменения в отдельных случаях настолько интенсивны, что в шлифе бывает трудно, а часто и невозможно установить первичный состав и структуру породы.

Низовья Аму-Дарьи

В низовьях Аму-Дарьи магматические и метаморфические породы развиты лишь в хребте Султануиз-Даг и его западных отрогах — Джимуртау и Кубатау.

Описание этих пород дано А. Е. Вознесенским, К. А. Поповым и И. А. Преображенским (1914), А. В. Пэком и А. Н. Чураковым (1936) и Я. С. Висьневским (1940, 1950, 1952). Все магматические породы Султануиз-Дага, Джимуртау и Кубатау имеют палеозойский возраст.

По данным указанных авторов, изверженные породы в Султануиз-Даге и Джимуртау широко представлены как интрузивными, так и эффузивными разностями. Преобладают основные интрузии габбро-пироксенитовой формации, в которой описаны перидотиты, пироксениты, габбро (со структурными разностями — габбро-пегматитами и габбро-сиенитами) и продукты их изменения — серпентиниты и амфиболиты. Кислые интрузии сложены гранитом и гранодиоритом. Среди эффузивов преобладают порфириты основного состава и их туфы. Реже встречается кварцевый порфир.

На территории Туркмении в описываемом районе магматическими и метаморфическими породами сложена гора Кубатау, расположенная в 6 км западнее кишлака Мангит и имеющая широтное простирание с максимальным превышением над окружающей равниной 53 м. Длина ее 3,7 км, ширина около 1 км. Прилегающая долина и нижняя часть склонов горы покрыты барханными песками.

Изверженные породы представлены здесь, по данным Б. М. Георгиевского (1937б) и Е. К. Тешикина, гранитами. Интрузия гранитов, прорвавшая кристаллические сланцы и мраморы, образует глубокие апофизы во вмещающей толще и содержит значительное количество ксенолитов последней. На контактах гранита с метаморфическими породами (юго-восточная часть горы) прослеживается явное ороговикование кристаллических сланцев.

Граниты Кубатау как по химическому, так и минералогическому составу находят себе полных аналогов среди гранитов Султануиз-Дага. Макроскопически они представляют собой средне- и крупнозернистые темнорозовые породы, несколько гнейсовидного сложения, состоящие из

плаггиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и слюды. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая. Текстура резко катакластическая. Зерна кварца часто раздроблены до мозаичного погасания. Калиевый полевой шпат представлен относительно свежими кристаллами решетчатого микроклина и довольно сильно каолинизированного ортоклаза, плаггиоклаз — преимущественно альбитом. На стыках альбита с ортоклазом часто образуются мирмекитовые прорастания. Иногда наблюдается пегматитовое прорастание ортоклаза кварцем. Слюда представлена мелкими и редкими чешуйками. Биотит в большинстве случаев замещен хлоритом; мусковит свежий. Из вторичных минералов следует отметить хлорит, развивающийся по биотиту, кальцит — по плаггиоклазу и каолин — по ортоклазу. Примеси составляют незначительное количество идиоморфных зерен рудного минерала и редкие мелкие кристаллы апатита.

Бадхыза

По своим геологическим особенностям и характеру проявления вулканизма Бадхыза является довольно своеобразным не только для территории Туркмении, но и для большей части равнин Средней Азии вообще. Это район развития молодых эффузивов основного и среднего типа, представленных базальтами, андезито-базальтами, андезитами, андезитовыми туфами, туфопесчаниками и туфоконгломератами. Вулканические породы здесь известны в трех пунктах: 1) западнее Кушки; 2) в средней части впадины Еройлан-Дуз, 3) в районе горы Чакмаклы-Чонга, от которой они прослеживаются на северо-запад, вдоль восточного склона хр. Гез-Гядык, до колодца Акар-Чешме, а дальше к западу сменяются конгломератами, состоящими из продуктов разрушения вулканической толщи.

Впервые детальное петрографическое описание пород дано В. Н. Лодчиковым, обработавшим небольшую коллекцию, собранную П. М. Васильевским в районе Кушки и оз. Еройлан-Дуз (Васильевский и Лодчиков, 1930). В. Н. Огнев (1932) на основании определений А. И. Демчука дал краткую петрографическую характеристику пород, установил их палеогеновый возраст и выделил четыре фазы вулканической деятельности.

Первая чакмаклинская фаза устанавливается В. Н. Огневом по наличию гальки кварца и андезитов в песчаниках низов алайского яруса в районе Чакмаклы-Чонга, а также крупных валунов андезитов в конгломератах того же яруса вблизи Керлека. Вторая чакмаклинская фаза, проявившаяся также в районе горы Чакмаклы-Чонга и в более западной части Бадхыза, представлена штоком горы Чакмаклы-Чонга (рис. 51) и мощным покровом базальтов, андезито-базальтов, туфов и туфобрекчий, протягивающихся далеко на запад. Третья, кушкинская фаза представлена покровами андезитов, туфов, туфобрекчий и туфоконгломератов. Четвертая, еройланская фаза (самая молодая) представлена штоками и покровами андезитов, туфов, туфобрекчий и туфоконгломератов. Эта фаза проявилась после отложения слоев с флорой, которые ранее считались олигоценowymi, а в настоящее время относятся О. С. Вяловым (1946а) и Н. Д. Василевской (1949а, б) к верхнему эоцену.

О. С. Вялов на основании анализа стратиграфии палеогена Бадхыза пришел к выводу об одновозрастности второй чакмаклинской и кушкинской фаз, объединяя их в одну «кушкинскую фазу». Таким обра-

вом, принимая во внимание поправку О. С. Вялова, следует считать, что в Бадхызе в эоценовое время произошло три последовательных излияния андезито-базальтовой лавы, сопровождавшиеся значительным количеством туфовых образований.

По химическому составу и минералогическим особенностям эффузивные породы Бадхыза могут быть отнесены к двум семействам — базальтов и андезитов, с целым рядом переходных разностей между ними и с довольно частым отклонением в сторону андезито-дацитов.

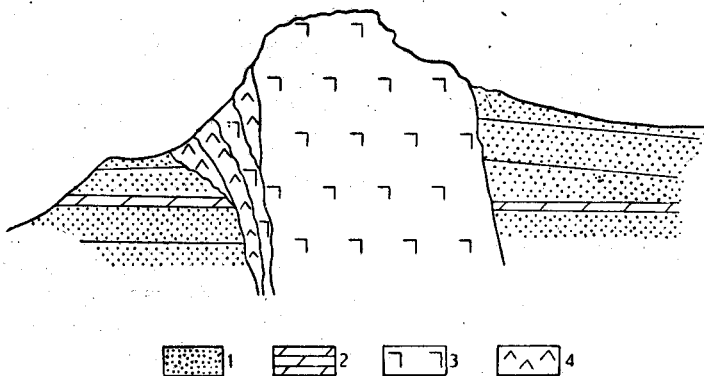


Рис. 51. Схематический разрез горы Чакмаклы-Чонга (по В. Н. Огневу)

1—песчаники палеогена; 2—мергели палеогена; 3—андезиты; 4—базальты

По данным В. Н. Лодочникова и В. Н. Огнева, все андезиты и андезито-базальты являются эффузивами, что подтверждается наличием сопровождающих их туфов (совершенно аналогичного состава), опацизацией роговой обманки и биотита, а также преимущественно зональным строением плагиоклазов. На контактах андезитов с подстилающими их красными глинами наблюдается ороговикование последних. У штока Чакмаклы-Чонга В. Н. Огневым отмечено явление пирометаморфизма, ширина зоны которого вокруг штока достигает 8—20 м. Контактующие здесь с андезито-базальтами палеогеновые песчаники уплотнены и окварцованы, а мергели и известняки превращены в роговики. Эффузивный комплекс пород макроскопически характеризуется зеленовато-серыми, сиреневыми, реже розовыми и бурыми тонами, порфировым строением и хорошо выраженной типично базальтовой (столбчато-призматической) отдельностью.

Следует отметить большое макроскопическое сходство пород всех трех вулканических фаз, покровный характер залегания (со штоком, образовавшим гору Чакмаклы-Чонга и несколько останцовых возвышенностей у оз. Еройлан-Дуз) в виде монолитных пластов мощностью от 15 до 40 м и их близкий минералогический состав. Эти особенности позволяют распространить вывод В. Н. Лодочникова, сделанный им для кушкских пород (Васильевский и Лодочников, 1930), на весь эффузивный комплекс Бадхыза и считать, что все эффузивы происходят из одного «магматического очага» и различаются лишь по времени своего образования.

По данным В. Н. Огнева (1932), первыми изливались базальты, затем андезито-базальты и более кислые андезиты. По наблюдениям

В. А. Вировца и А. В. Швец, в районе Кушки первые излияния имели подводный характер, что обусловило образование стекловатых андезитов туфового облика. Буро-красную окраску этих пород указанные геологи объясняют частичной ассимиляцией ими подстилающих глин. Выше залегают нормальные порфиновые породы, представленные андезитами и туфами андезитового состава.

Более полно петрографически изучены эффузивы района Кушки (Васильевский и Лодочников, 1930; Огнев, 1932), представленные андезитами. Среди них преобладают амфиболовые и плагиоклазовые, реже встречаются роговообманковые, пироксеновые и биотитовые андезиты, часты переходные разности между ними — плагиоклазово-биотито-амфиболовые, плагиоклазово-пироксеновые, плагиоклазово-биотитовые и плагиоклазово-роговообманковые. Из более кислых разностей присутствуют андезито-дацит и липаритовый порфир. Структура для всех разностей преимущественно порфировая, с гипокристаллической основной массой. Вкрапленники составляют от 10 до 50%. Как исключение, В. Н. Лодочниковым описан один шлиф аноклазового монцонит-порфира, который встречен в небольшом обнажении на горе Аметистой «в квадратном метре с лишним величиной, и вероятно представляет обломок гипабиссальной породы, вынесенной на дневную поверхность» (Васильевский и Лодочников, 1930). Андезиты сопровождаются туфами андезитового состава, переходящими по простиранию в туфовый агломерат и туфовую брекчию.

Еройланский комплекс, так же как и кушкинский, представлен андезитовым семейством с сопровождающими его туфами, туфоагломератами и туфобрекчиями. В отличие от кушкинского, здесь В. Н. Огневым отмечены миндалевидные и витрофировые разности андезита и не встречено кислых андезито-дацитовых.

Чакмаклинская площадь, по данным В. Н. Огнева, характеризуется наличием базальтов, андезито-базальтов, миндалевидных и пироксеновых андезитовых туфов, по простиранию, так же как и в предыдущих участках, сменяющихся туфогенными породами.

Общая характеристика магматизма и метаморфизма

Проявления магматизма на территории Туркменской ССР имеют незначительное площадное развитие, но представляют исключительный научный интерес.

Известны четыре основных участка развития магматических пород:

1. В западной части Туркмении — в районе Красноводска, в западной оконечности Большого Балкана и в Туаркыре.
2. В юго-восточной части — по южной и юго-западной окраинам Бадхыза.
3. В северо-восточной части — в низовьях Аму-Дарьи, в возвышенностях Джимуртау и Кубатау, являющихся западным продолжением хр. Султануиз-Даг.

4. В восточной части — по восточному склону хр. Кугитангтау, уже за пределами Туркмении (в юго-западных отрогах Гиссарского хребта).

Описанию магматических пород Туркмении посвящены лишь три работы — А. Зайцева (1884) и П. П. Низковского (1915) по окрестностям Красноводска и П. М. Васильевского и В. Н. Лодочникова (1930) по Бадхызу. Более полные сведения о них содержит помещенная в настоящем томе статья, составленная по данным последних исследований.

В окрестностях Красноводска изверженные породы представлены как эффузивными и интрузивными, так и жильными разностями, слагающими возвышенность Шах-Адам и п-ов Уфра; кроме того, они прослеживаются в виде отдельных изолированных выходов вдоль южного подножья Куба-Дага. Пока установлен лишь верхний (додогерский) предел их возраста на основании наличия многочисленных галек изверженных пород в отложениях средней и верхней юры.

Возрастные соотношения пород указанного магматического комплекса представляются, по данным Е. А. Худобиной, в следующем виде (начиная от более древних): 1) гранодиориты катаклазированные и гнейсовидные; 2) гранодиориты и кварцево-пироксеновые диориты; 3) биотитовые граниты; 4) кварцевые порфиры и сопровождающие их туфы; 5) порфиры, их туфы и туфобрекчии; 6) интрузивная порода диоритового состава.

Наиболее древними жильными образованиями являются аплиты, гранодиориты, гранит-порфиры и кварцевые порфиры, далее следуют красные кварцевые порфиры и, наконец, плагиоклазовые, диабазовые и диоритовые порфиры, секущие весь магматический комплекс пород.

Катаклазированные гранодиориты представляют собой массивную зеленовато-серую гнейсовидную породу, местами приближающуюся к очковым гнейсам. Под микроскопом структура и минералогический состав обычные для пород указанного типа. Для всей породы характерно явление гранобластеза, выраженное в гранобластовом характере границ минералов, пойкилитовых вростках плагиоклаза и кварца в амфиболе и мирмекита в плагиоклазе.

Гранодиориты и кварцево-пироксеновые диориты представляют собой зеленовато-серые, средне- и мелкозернистые породы, порфиroidные или равномернозернистые, со значительным количеством цветных и вторичных минералов, от которых зависит окраска. От катаклазированных гранодиоритов указанные породы по составу отличаются наличием пироксена (вместо роговой обманки) и весьма изменчивым количеством кварца (от 0 до 20—25%); замечено, что количества кварца и пироксена находятся в обратных соотношениях.

Биотитовые граниты имеют среди интрузивных пород района наиболее широкое распространение. Макроскопически породы преимущественно красного и серовато-розового оттенков, крупнозернистые, с крупными порфиroidными выделениями кварца и розового полевого шпата. В центральной части интрузии порода богата биотитом, в периферической же части преобладают лейкократовые разности. Как указывает Е. А. Худобина, для центральной части интрузии характерно почти равное количество плагиоклаза и калиевого полевого шпата; в периферических же частях калиевого полевого шпата меньше, там преобладает кварц.

Для всех трех вышеописанных интрузивных разностей, по Е. А. Худобиной, характерны сравнительно небольшое количество цветных минералов, преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом (и кварцем в диоритах) и интенсивное развитие вторичных минералов по полевым шпатам, пироксену и биотиту вплоть до полного их замещения. Обычны псевдоморфозы хлорита по пироксену, серицита и сосюрита по плагиоклазу, хлорита, карбоната и рудной пыли по биотиту, пелитовых продуктов по калиевому полевному шпату. Кроме того, полевые шпаты обычно альбитизированы, до полного замещения более основных плагио-

клавов альбитом. Для кварца характерны трещиноватость и волнистое погасание, а в огнейсованных разностях — катаклав.

Наиболее распространенную группу пород Красноводского района представляют эффузивы; Е. А. Худобина отмечает большое разнообразие пород, быструю смену их на небольшом расстоянии и постепенные переходы разновидностей друг в друга.

Кварцево-плагноклазовые порфиры представляют собой зеленоватосерую, нередко с фиолетовым оттенком, плотную порфировую породу с вкрапленниками светлого плагноклаза и водяно-прозрачного или белого кварца.

Порфириты занимают среди эффузивных пород района господствующее положение. Это довольно однообразные породы серых и зеленоватосерых оттенков, порфирового строения, обычно плотные, нередко трещиноватые. Под микроскопом среди них отчетливо выделяются как кислые, так и основные разности, связанные друг с другом промежуточными (переходными) разностями. Среди них различаются: а) кварцево-диоритовые, б) дацитовые, в) плагноклазовые, г) пироксеново-плагноклазовые и д) диабазовые порфириты.

Основными особенностями всего комплекса порфиритов являются, по Е. А. Худобиной, наличие порфировых вкрапленников (0,3—0,5 мм), порфировая структура и флюидная текстура, часто различимая и макроскопически. Структура основной массы витрофирровая, микрофельзитовая, пилотакситовая, гиалопилитовая и микрогипидиоморфнозернистая, а для диабазовых разностей — диабаз-офитовая. Обычно породы сильно разложены.

Указанным породам подчинены их туфы и туфобрекчии, слагающие обычно пониженные части массивов Шах-Адама и Кара-Дага. Типичные туфы обычно характеризуются составом кварцевых порфиров и плагноклазовых порфиритов; в общей массе они в значительной степени метаморфизованы, со следами окварцевания. Широко развиты вторичные минералы (серицит, хлорит, пелитовые продукты), замещающие полевые шпаты псевдокрапленников, а также большую часть основной массы.

Эффузивную толщу прорывает в единственном пункте (на южном склоне Шах-Адама) интрузивная порода типа габбро или габбро-диорита. Основным и резким отличием этой породы от всех вышеописанных является, по Е. А. Худобиной, кроме структуры, обилие, а в некоторых шлифах явное преобладание цветных компонентов; в центральной части тела они совершенно свежие, в периферической сильно разложены. Обычно преобладает моноклинный пироксен; остальные темноцветные компоненты (ромбический пироксен, роговая обманка, биотит) сравнительно редки, присутствуя чаще в основной массе породы.

Среди жильных пород наиболее древними являются разности гранитного и гранодиоритового состава, рассекающие кислые интрузивные породы. За ними следуют кварцевые порфиры, секущие всю толщу изверженных пород вместе с вышеуказанными жилами (кроме молодой интрузии основного состава). Самые молодые жилы представлены плагноклазовыми и диабазовыми порфиритами.

На о. Дагада в Балханском заливе, который сложен, по данным О. С. Вялова (1940б), в основном известняками титона—неокома, вдоль южного обрывистого берега в пониженных местах обнажаются серые гнейсовидные граниты, прорванные розовыми ортоклазово-микроклиновыми гранитами; обе породы прорезываются дайками темного порфирита. Кроме того, на острове встречены отдельные небольшие разобщен-

ные выходы черных и красных кварцевых порфиров, серых гранитов, гранит-порфиров, диоритов и нескольких разновидностей темных порфиров.

Далее к юго-востоку от Красноводска магматические породы констатированы в западной оконечности хр. Большой Балхан, где они обнажаются в двух небольших изолированных выходах, расположенных между меридианами станций Ягман и Белек. В восточном выходе обнажаются биотитовые граниты, прорезанные жилками плагиоклазового и диабазового порфирита. В западном выходе обнажаются темные кварцевые порфиры и их туфы, окруженные пролювиальными отложениями. Указанные породы макроскопически и микроскопически полностью соответствуют породам Красноводского массива.

Кроме коренных выходов, для этой части Большого Балхана характерно наличие крупных глыб изверженных пород в отложениях байоса и галек в песчано-конгломератовой пачке верхов лейаса. Среди них имеются граниты, гранодиориты, туфы и кварцевые порфириты, т. е. породы того же комплекса.

Третий участок развития магматических пород в Западной Туркмении находится к северо-востоку от Красноводска, в Туаркырском районе. Здесь Н. П. Лупповым констатированы два выхода интрузивных пород. Первый выход (в местности Кизылкия) протягивается в северо-западном направлении почти на 2 км при ширине до 110 м и представлен главным образом основными породами типа роговообманково-пироксеновых габбро и габбро-диорита, как правило катаклазированными и разложенными. Характерно наличие многочисленных кальцитовых и кварцевых жил, секущих эти породы.

К северо-западу, близ колодцев Туар, в небольшом холме (100 × 35 м) среди золотых песков обнажаются диабазовые порфириты, местами миндалевидные, также пронизанные значительным количеством жилок кварца и кальцита мощностью до 10 см.

В. С. Курбатов указывает здесь также наличие кварцевых порфиров. Кроме того, на третьей возвышенности Кизылкия им встречены сильно измененные туфы и эффузивы, приуроченные к пермским отложениям, на что имелись уже раньше указания Н. П. Луппова.

В этом же районе среди галек в пермских конгломератах констатированы туфы порфиров и порфиритов, порфириты, биотитовые альбитофиры и кварцевые порфиры. Все породы большей частью сильно изменены.

Закончив на этом краткий обзор изверженных пород Западной Туркмении, следует остановиться на вопросе определения нижнего предела их возраста путем параллелизации их с подобными породами Кавказа. Кварцевые порфиры и порфириты с их туфами и туфобрекчиями, приуроченные в Западной Туркмении к зоне с поверхностным залеганием мезозойского складчатого фундамента, легко сопоставляются с подобными, изученными К. Н. Паффенгольцем по шлифам палеозойскими породами бассейнов рек Белой и Лабы на Северном Кавказе, где В. Н. Робинсоном для них установлен среднекарбонный возраст.

Красные и серовато-розовые биотитовые граниты Красноводского района можно довольно уверенно параллелизовать с подобными им каледонскими красными гранитами Кавказа, прорывающими кристаллические и метаморфические сланцы верхнего докембрия (р. Малка и др.). Катаклазированные гранодиориты и кварцево-пироксеновые диориты Красноводского района являются в таком случае докембрийскими.

Габбро (или габбро-диориты) южного склона Шах-Адама, прорывающие эффузивную толщу (палеозой), можно в возрастном отношении параллелизовать с габбро Туаркыра. Возраст основных интрузий Туаркыра уточнить затруднительно ввиду изолированности их выходов и сильной разложивности пород.

По последним данным В. С. Курбатова, интрузивные породы типа габбро (сильно катаклазированные и разложившиеся) имеют активный контакт с нижнеюрскими отложениями, чем определяется их нижний возрастной предел. Верхний же предел возраста габбро неизвестен, так как с обнажающимися здесь среднеюрскими породами контакт их тектонический.

Эффузивные же породы (порфириты), по В. С. Курбатову, видимо подчинены палеозойским сланцам, представляя составную часть нижне- и среднепалеозойского комплекса; гальки этих пород констатированы в йермском конгломерате.

Комплекс изверженных пород Большого Балхана, по всей вероятности, древнее лейаса, но Н. П. Луппов допускает возможность наличия там проявлений вулканизма и в юрское время (добатское).

В юго-восточной части Туркмении, по южной и юго-западной окраинам Бадхыза, в зоне третичной складчатости, развиты эффузивы основного типа, представленные андезито-базальтами в широком смысле этого слова, а также андезитовые туфы, туфопесчаники и туфоконгломераты, подчиненные нормальным осадочным толщам палеогена и фашиально с ними связанные.

Вулканические породы известны здесь в трех пунктах: 1) в районе Кушки, где они прослеживаются узкой полосой западнее этого города; 2) в средней части впадины Еройлан-Дуз; 3) в районе горы Чакмаклы-Чонга, где они развиты наиболее широко. В литературе они описаны В. Н. Лодочниковым (1930), В. Н. Огневым (1932) и О. С. Вяловым (1946а).

По химическому составу и минералогическим особенностям эффузивы относятся к базальтам и андезитам, связанным между собой целым рядом переходных разностей, с довольно частым отклонением в сторону андезито-дацитов.

Весь комплекс эффузивов происходит из одного магматического очага. Первыми изливались базальты, затем андезито-базальты и более кислые андезиты. В районе Кушки первые излияния, имевшие подводный характер, образовали стекловатые андезиты туфового облика; выше залегают нормальные андезиты и их туфы. Андезиты сопровождаются туфами андезитового состава, переходящими по простирацию в туфовый агломерат и туфовую брекчию.

Еройландузский комплекс, так же как и кушкинский, представлен андезитами и сопровождающими их туфами, туфоагломератами и туфобрекчиями. В отличие от кушкинского, здесь отмечены миндалевидные и витрофировые разности андезита и не встречено кислых андезито-дацитовых лав. Чакмаклинская площадь характеризуется наличием базальтов, андезито-базальтов, миндалевидных и пироксеновых андезитовых туфов, сменяющихся по простирацию, так же как и в предыдущих участках, туфогенными породами.

Вышеописанные эффузивные третичные породы Бадхыза легко сопоставляются с подобными породами мощных вулканогенных толщ эоцена и олигоцена Малого Кавказа.

В северо-восточной части Туркмении, в низовьях Аму-Дарьи, и хр. Султануиз-Даг и его западных отрогах (Джимуртау и Кубатау, левобережье Аму-Дарьи), в зоне с поверхностным залеганием верхнепалеозойского складчатого фундамента, развиты магматические и метаморфические палеозойские породы, генетически связываемые с Уралом. По данным А. В. Пэка и А. Н. Чуракова (1936) и Я. С. Висьневского (1940, 1952), изверженные породы в хр. Султануиз-Даг и возвышенности Джимуртау широко представлены как интрузивными, так и эффузивными разностями. Преобладают основные интрузии габбро-пироксенитовой формации, в которой описаны перидотиты, пироксениты, габбро и продукты их изменения — серпентиниты и амфиболиты. Кислые интрузии сложены гранитами и гранодиоритами. Среди эффузивов преобладают порфириды основного состава и их туфы, реже встречаются кварцевые порфиры.

На территории Туркмении в описываемом районе магматические и метаморфические породы развиты лишь в Кубатау, который сложен биотитовыми гранитами, прорвавшими интенсивно дислоцированные кристаллические сланцы и мраморы; прилегающая равнина покрыта барханскими песками. Граниты пронизаны во всех направлениях аплитовыми и пегматитовыми жилами.

В пограничном с Туркменией районе Узбекистана, на восточном склоне хр. Кугитангтау, в ядре антиклинали обнажаются метаморфические породы (гнейсы и слюдясто-кварцитовые сланцы); возраст их несомненно докарбонный. Выше трансгрессивно залегают фаунистически охарактеризованные отложения нижнего карбона, представленные (снизу вверх) базальтами, конгломератами¹ (180 м), известняками с кораллами (100 м) и эффузивными зеленокаменными породами (авгитовые диабазовые порфириды, уралитовые порфириды и альбитофиры), согласно сменяющими друг друга. Вулканогенная толща отнесена Е. М. Головиным предположительно к намюрскому ярусу. Указанные нижнекаменноугольные отложения прорываются лейкократовыми гранитами, составляющими главную часть палеозойского ядра Кугитангской антиклинали.

Вышеописанные отложения прорываются в свою очередь верхнепалеозойскими кислыми эффузивами и связанными с ними гипабиссальными породами; среди эффузивов присутствуют кварцевые, фельзитовые и сферолитовые порфиры, а из гипабиссальных пород — аплит-порфиры и гранит-порфиры. Все породы интенсивно дислоцированы и несогласно покрываются нормальной осадочной серией мезозойского возраста.

Нижнюю эффузивную толщу района хр. Кугитангтау можно параллелизовать с подобной толщей Западной Туркмении, для которой путем сравнения с палеозойским разрезом Кавказа намечается карбонный возраст. На Северном Кавказе проявления вулканизма констатированы в среднем и отчасти верхнем девоне, в нижнем и среднем карбоне, а также в нижней перми; для карбона там характерны кислые эффузивы, а для перми — разнообразные эффузивы, от кератофинов до диабазовых порфиритов.

Проявления метаморфизма в связи с незначительным распространением изверженных пород имеют на территории Туркмении весьма ограниченное развитие. Из данных разрозненных наблюдений явствует, что наиболее широкое развитие здесь имели процессы катаморфизма, т. е. выветривания как кислых, так и основных интрузивных пород. Эффузивные

¹ Гальки представлены кварцем, различными метаморфическими породами, а также гранитами.

породы в силу своих структурных особенностей лучше сопротивляются выветриванию. Отчетливо проявлены здесь также процессы автометаморфизма в виде амфиболитизации, серпентинизации, каолинизации, эпидотизации и пренитизации пород. Динамотермальный метаморфизм может быть установлен лишь для районов Кубатау и Кугитангтау, где развиты кристаллические сланцы и мраморы. Почти всюду констатируются проявления контактового метаморфизма.

Значительное развитие имели апомагматические мезотермальные процессы, проявившиеся в региональном масштабе в Кугитангтау и в системе Копет-Дага. В Копет-Даге известны многочисленные гидротермальные образования в виде баритовых, витеритовых, кальцитовых, кварцевых и «смешанного» состава жил с включением сульфидов железа, меди, цинка, свинца, по которым развиты железные шляпы (Сидоренко, 1945б). Местами кальцито-баритовые жилы содержат киноварь. Жилы приурочены к дизъюнктивным нарушениям, прорезающим нижнемеловые отложения. Все гидротермальные проявления системы Копет-Дага связаны, без сомнения, с поствулканической фазой интрузии несомненно третичного возраста, находящейся на глубине и не вскрытой эрозией.

Следы гидротермальной деятельности, связанной с эффузивами, отмечаются также А. В. Сидоренко в Бадхызе.

Гидротермальные проявления

В Туркмении гидротермальные образования сосредоточены в молодых складчатых системах: Копет-Даге и Кугитангтау.

Впервые для Копет-Дага минералы, имеющие, как выяснилось позже, гидротермальное происхождение, упоминались в конце прошлого столетия Ф. Маевским (1897), отмечавшим баритовые жилы и свинцовый блеск к югу от Кара-Кала. Позже в этом же районе новые месторождения барита были обнаружены А. Д. Нацким и впервые описаны И. И. Никшичем (1926а) и И. В. Пуаре (1926). И. И. Никшич же первый высказал предположение об образовании баритовых жил в результате смешения ювенильных и вадозных растворов.

Систематическими поисково-разведочными работами, проводившимися в 1927—1935 гг. под руководством В. П. Соколова (1930, 1934), в Западном Копет-Даге обнаружены месторождения барита, витерита и киновари с редкими включениями сульфидов цинка, свинца, железа и меди. В 1936 г. А. А. Лавровым кратко описаны железные шляпы вдоль Главного Копетдагского надвига и освещено возможное полиметаллическое оруденение на глубине. В 1942—1945 гг. изучением геологии, структуры и генезиса жильных месторождений Западного Копет-Дага занимался Г. И. Каляев (1946), а минералогией и геохимией их — А. В. Сидоренко (1945—1947). Имеются указания на то, что еще в XII—XIII вв. на месторождении Кара-Елчи добывалась ртуть (Маевский, 1897).

Гидротермальные образования в Кугитангтау известны также давно. Первые литературные сведения о них принадлежат Н. А. Маеву (1878), отмечавшему, что еще во времена Бухарского ханства на месторождении Кара-Агач добывался свинец. Значительно позже В. Н. Вебер (1913) также отмечал здесь свинцовый рудник. Краткая характеристика Кара-агачского месторождения галенита давалась А. В. Дановым (1928). В 1940—1942 гг. С. В. Шемякиным и П. П. Чуенко, а в 1943—1945 гг. И. А. Грибовой, В. Г. Деминым, А. А. Макаренко и К. Е. Дунаевой-Миро-

вич на месторождениях цветных и редких металлов западного склона хр. Кугитангтау проводились геолого-разведочные работы.

В Копет-Даге отложения гидротерм наиболее широко развиты в западной его части. Здесь зарегистрировано свыше 100 жильных месторождений. По составу они могут быть разделены на баритовые и баритовитеритовые, кальцито-баритовые с киноварью и кальцито-кварцевые с включением сульфидов железа, цинка, свинца, по которым развиты железные шляпы. Жильные образования приурочены к дизъюнктивам, секущим нижнемеловые отложения, и образуют неправильные тела и линзы, выполняя трещины или цементируя обломки брекчии трения. Размеры рудных тел изменяются от прожилков незначительной мощности до раздувов мощностью 10 м; по простиранию они достигают 15—20 м и более. Часто рудные тела группируются в цепочки вдоль разломов. Наиболее изучены баритовые и баритовитеритовые жилы, менее — киноварные месторождения и еще меньше — кальцито-кварцевые жилы и железные шляпы. Минералогический состав жил приведен в табл. 6.

Таблица 6

Минералогический состав жил в Копет-Даге

Типы месторождений	Минералы		
	главные	довольно распространенные	редкие
Баритовые и баритовитеритовые жилы	Барит, витерит, кальцит I генерации	Кальцит II генерации, сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, лимонит, ярозит, гипс, смитсонит	Халькозин, пиролюзит, галлуазит, квасцы, церуссит, малахит, азурит, каламин, гидроцинкит, гринокит, халцедон, барит II генерации
Кальцито-баритовые жилы с киноварью	Кальцит I генерации, киноварь	Барит, кварц, галенит, пирит, лимонит, кальцит II генерации	Халькопирит, гематит, метациннабарит, самородная ртуть
Кальцито-кварцевые жилы и железные шляпы	Кварц, кальцит, сфалерит, лимонит, ярозит	Халькопирит, галлуазит, квасцы, смитсонит, малахит, сера	Не изучены

Химическими и спектральными анализами минералов, входящих в состав гидротермальных жил, а также анализами средних проб в жильных месторождениях зарегистрированы элементы, представленные на рис. 52.

Минералогический и химический состав, а также общегеологические данные и незначительные контактовые явления на залебандах позволяют отнести образование баритовых и баритовитеритовых и киноварных месторождений к последним стадиям гидротермального процесса — геофазам L—K, по А. Е. Ферсману. Температура образования баритовых жил, по А. В. Сидоренко (19486), определяется ниже 105°. Кальцито-кварцевые жилы, возможно, возникли в более ранние геофазы, но без детального минералогического изучения невозможно точное определение времени их образования. Последовательность формирования различных типов жил в Копет-Даге выражается геохимической диаграммой (рис. 53).

В Копет-Даге гидротермальные процессы происходили следующим образом. Термальные воды, связанные с каким-то еще не вскрытым эрозией магматическим очагом, поднимаясь по тектоническим разрывам и

постепенно остывая, отлагали минералы, заполнявшие пустоты в брекчии трения.

В более значительных разломах, возможно уходящих на большую глубину и секущих самые низкие горизонты вскрытого эрозией стратиграфического разреза (отложения неокома вдоль передового хребта), отла-

Группы пород	I								II								Группы пород		
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII			
1							(H)												
2				(C)		(O)			(Na)	(Mg)									
3			(Al)	(Si)		(S)			(K)	(Ca)		(Ti)	(V)	(Cr)	(Mn)	(Fe)	(Co)	(Ni)	4
5	(Cu)	(Zn)	(Ga)	(Ge)	(As)					(Sr)		(Zr)		(Mo)					6
7	(Ag)	(Cd)		(Sn)	(Sb)					(Ba)									8
9	(Au)	(Hg)	(Tl)	(Pb)						(Ra)									10



Рис. 52. Геохимическая таблица элементов гидротермальных жил Западного Копет-Дага 1—элементы мезокристаллизации (габброидные и диоритовые породы); 2—элементы протокристаллизации (ультраосновные породы, дуниты, пироксениты); 3—элементы конечной кристаллизации (граниты, нефелины, сиениты, пегматиты); 4—халькофилы (пневматолиты, гидротермалиты)

гались первые порции растворов в виде кварца и кальцита с включениями сульфидов, которые затем в процессе выветривания дали железные шляпы. В менее значительных дизъюнктивах типа сбросов и сбросо-сдвигов, секущих более высокие горизонты (апт и альб) и развитых во II, III и IV хребтах Западного Копет-Дага, отлагались последующие порции растворов в виде барита и сопутствующих ему минералов.

Кальцито-баритовые жилы, содержащие киноварь, занимают промежуточное положение между предыдущими двумя типами месторождений. Выделение витерита происходило уже после формирования баритовых жил и последующих внутрирудных тектонических нарушений раздробивших баритовые жилы и приоткрывших трещины, по которым из глубины поднимались последние порции растворов. Они имели углекислый характер, возможно, за счет растворения известняков неокома. Углекислые термы производили метасоматическое замещение барита витеритом. Помимо метасоматоза, происходило непосредственное выделение витерита из растворов, но оно имело явно подчиненный характер. Витеритовые жилы занимают наиболее высокое положение в жильном комплексе.

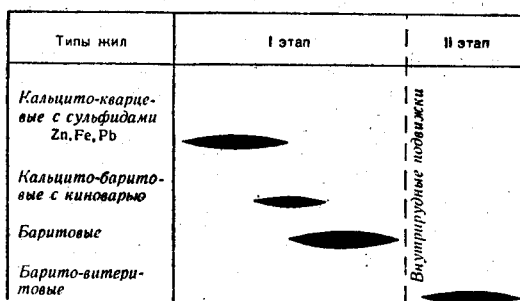


Рис. 53. Последовательность формирования различных типов жил в Копет-Даге

Г. И. Каляевым по вопросу происхождения барита высказывается предположение о выносе из глубины растворов $BaCl_2$, которые, проходя через толщу гипсов, подстилающих нижний мел, обогащаются ионом SO_4^{--} . При дальнейшем движении вверх растворы остывали и отлагали барит. Выделение барита и витерита происходило на границе двух сред: трещиноватых песчано-алевролитовых пород апта и альба и мощной глинисто-мергелистой толщ верхнего мела, являвшейся непроницаемой, экранирующей толщей для поднимавшихся вверх термальных вод. Благодаря этому наблюдается строгая приуроченность баритовых жил к отложениям верхнего апта и нижнего альба, а витерита — только к верхним горизонтам альба.

Помимо рассмотренных месторождений, в Копет-Даге обнаружены целестиновые жилы (Ильялы, Баба-Дурмаз) и многочисленные выходы железных шляп, приуроченные к дизъюнктивам в Центральном и Восточном Копет-Даге. Они, к сожалению, даже не описаны.

В заключение обзора гидротермальных проявлений в Копет-Даге необходимо отметить, что здесь, особенно вдоль Главного надвига, наблюдаются выходы термальных вод, часто с интенсивным газированием и выделением сероводорода и местами с отложениями травертина (у источников Арчман, Коу, Сунчи). Хотя для этих вод и доказано их вадозное происхождение, однако они имеют и некоторые признаки ювенильных вод — выделение азота и постоянство дебита. Повидимому, на глубине происходит смешение ювенильных и вадозных вод.

Гидротермальные образования западных склонов Кугитангтау в последнее время освещались геолого-разведочными работами, однако минералого-геохимическое изучение их не проводилось, поэтому эти сведения отрывочны. Здесь зарегистрировано четыре полиметаллических месторождения (Караагачское, Тазачервинское, Базартюбинское и Майданшахское) и одно месторождение киновари (Майданшахское). Они контролируются двумя зонами разломов — Караагачской и Базартюбинской, простирающимися в северо-западном направлении и прослеживающимися соответственно на 18 и 7 км. Месторождения приурочены к брекчированным верхнеюрским известнякам, причем они обычно не поднимаются выше надрифовых известняков, являвшихся, повидимому, экранирующей толщей для восходящих гидротерм.

Известняковая брекчия разломов пронизывается и заполняется кальцитовыми, баритовыми и кальцито-кварцевыми жилами неправильной формы с частыми раздувами и пережимами. Жилы несут линзы, гнезда и рассеянные зерна галенита и киновари. В верхней части жил развита зона окисления сульфидов, представленная гидроокислами железа и свинцовыми охрами. Минералогический состав жил по данным микроскопической обработки материалов разведочных партий представлен в табл. 7.

Таблица 7

Минералогический состав жил в Кугитангтау

Зоны оруденений	Главные минералы	Второстепенные минералы
Сульфидная	Кальцит, барит, кварц, пирит, галенит, киноварь	Сфалерит, флюорит, доломит, исландский шпат, каолинит, нонтронит, целестин, гематит
Окисленная	Кальцит, барит, кварц, лимонит и другие гидроокислы железа, свинцовые охры, галенит	Церуссит, смитсонит, англезит, каламин, сера, гипс, метацин-набарит (?)

Последовательность выделения минералов не установлена. На основании имеющихся химических анализов средних проб, а также теоретического состава бесспорно установленных минералов можно составить представление о химическом составе жильных месторождений Кугитангтау (рис. 54). Геологические условия, минералогический и химический состав позволяют отнести месторождения к верхам мезотермальных образований.

Группа Резервоар	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	Группа Резервоар
1							(H)										
2				(C)		(O)	(F)			(Vg)							
3			(Al)	(Si)		(S)				(Ca)						(Fe)	4
5	(Cu)	(Zn)			(As)					(Sr)							6
7	(Ag)									(Ba)							8
9	(Au)	(Hg)		(Pb)													10



Рис. 54. Геохимическая таблица элементов гидротермальных жил Кугитангтау

Условные обозначения те же, что и на рис. 54

Помимо рассмотренных гидротермальных проявлений в Копет-Даге и Кугитангтау, весьма вероятно развитие гидротермальных процессов и в других местах Туркмении. Так, в 1946 г. А. В. Сидоренко обнаружил следы гидротермальной деятельности, связанные с магматическими породами Бадхыза. Здесь среди эффузивов встречаются мелкие прожилки и выполнения пустот агатом, халцедоном и кварцем в виде горного хрусталя и аметиста (последний был известен еще с 1930 г.), а также кальцитом и иногда исландским шпатом. В районе оз. Еройлан-Дуз обнаружены выходы термальных вод с температурой до 37°, а в окрестностях Кушки — отложения травертина. Имеются отрывочные сведения о кварцевых жилах на Красноводском полуострове и в Туаркыре.

ВВЕДЕНИЕ

Территория Туркменской ССР в тектоническом отношении неоднородна. Различные части ее существенно различаются как по своим структурным особенностям, так и по истории тектонического развития. Общими особенностями структуры всей территории являются почти повсеместное более или менее глубокое залегание палеозойского фундамента и принадлежность доступных изучению обычными геологическими методами структурных форм к альпийскому циклу складкообразовательных процессов.

Горные хребты, возвышающиеся на южной и восточной окраинах страны и в отдельных участках на западе, представляют собой области сравнительно интенсивной альпийской складчатости, возникшей на месте мезозойско-палеогенового геосинклинального прогиба. Палеозойский фундамент здесь опущен на особенно большую глубину, и лишь у восточной окраины, в области уменьшения амплитуды прогибания, в ядре наиболее крупной антиклинальной складки выведен на поверхность. Альпийские складкообразовательные движения, начавшиеся в середине третичного периода, продолжались на большей части площади и в четвертичном периоде, в результате чего складчатым дислокациям подвергся весь комплекс осадочных толщ, за исключением самых молодых четвертичных образований.

Вся северная часть страны, рельеф которой преимущественно имеет характер плато или низкогорий, представляет собой область развития пологой альпийской складчатости, сформировавшейся на более стабильном участке земной коры. Палеозойский фундамент здесь опущен на менее значительную глубину и в сводах более крупных антиклинальных складок местами, правда на весьма незначительных участках площади, выведен на поверхность. Альпийские складкообразовательные движения в основном закончились в начале неогенового времени, и на большей части площади складки, сформированные в донеогеновых отложениях, перекрыты почти горизонтальным неогеновым покровом.

Обширные площади на юго-западе и в центральной части страны, которые по рельефу представляют собой наклонные или более или менее горизонтальные аккумулятивные равнины, частично переработанные ветром, охвачены молодыми опусканиями плиоценового и четвертичного времени. Здесь не только палеозойский фундамент, но и толща мезозойских и палеогеновых отложений опущена на значительную глубину и верхние слои земной коры сложены мощной толщей неогеновых и четвертичных отложений. Эти отложения на отдельных участках подверглись складкообразованию, в результате чего на общем фоне погружающейся депрессии возникли локальные антиклинальные структуры, в сводах которых вскрыты отложения не древнее плиоценового возраста.

Указанные различия в основных структурных чертах разных частей Туркмении обуславливают необходимость применения различных методов для расшифровки их тектоники. Для горных областей достаточно полный материал дают полевые геологические исследования, в результате которых может быть получено отчетливое представление о характере структурных форм, их соотношениях и истории их тектонического развития. Для плато и низкогорий геологические наблюдения могут дать отчетливое представление о тектонике лишь на участках, где размыт неогеновый покров. На остальной площади особенности тектоники в достаточной степени могут быть выявлены лишь путем сочетания данных геологических наблюдений, геоморфологического анализа и широкого применения структурного бурения и геофизических методов исследования. Наконец, для тектонических депрессий ни геологические наблюдения, ни геоморфологический анализ большей частью не дают материала для выявления структурных особенностей и представление о тектонической структуре может быть получено почти исключительно на основании данных геофизических исследований и структурного бурения.

Все сказанное относится исключительно к альпийским тектоническим формам. В отношении структурных форм, сформированных в более ранние циклы диастрофизма, сведения весьма скудны и тектонические построения еще не выходят за рамки гипотетических, опирающихся на крайне редкие фактические данные и сопоставления с окружающими областями. В последние годы много для понимания древней структуры Туркмении дали геофизические исследования, геологическая интерпретация которых, однако, представляет большие трудности.

Сведения о тектонике рассматриваемой территории содержатся в большом числе работ, как опубликованных, так и неопубликованных. В основном эти работы заключают в себе более или менее полное описание тектонических форм или лишь отрывочные данные об условиях залегания отложений, как часть общего геологического описания отдельных участков территории. Наряду с этим имеется ряд работ, специально рассматривающих вопросы тектоники того или иного района, а именно возраст и условия формирования структурных форм, закономерности их размещения на площади, а также тектонические взаимоотношения изучавшегося тем или иным автором района с соседними.

Большинство таких работ касается горных областей и Прикаспийской тектонической депрессии. Из числа их необходимо указать работы В. Н. Огнева (1937), В. П. Мирошниченко (1937, 1938), П. И. Калугина (1942, 1945), Г. И. Каляева (1945, 1946), Д. В. Наливкина (1951) и Л. Н. Леонтьева (1953) по Копет-Дагу и передовому прогибу, О. С. Вялова (1932), Н. П. Луппова (1952в), К. Машрыкова (1952) и И. А. Резанова (1953) по Большому и Малому Балхану, В. Б. Порфирьева (1938а, 1941), М. И. Варенцова (1940а, б), А. И. Смолко (1936б), А. А. Али-Заде и К. К. Машрыкова (1951) по Прикаспийской низменности, В. Е. Руженцева (1931), Н. П. Хераскова (1932), Н. П. Туаева (1936), П. П. Чуенко (1931, 1948), В. П. Мирошниченко (1945) и Н. П. Петрова (1952) по Гаурдак-Кугитангскому району и прилегающей к нему части Узбекистана.

В некоторых статьях рассматриваются также тектонические структуры всей территории Туркмении или значительной ее части и взаимоотношения различающихся в структурном отношении районов. Таковы работы В. Н. Огнева (1939), М. И. Варенцова и П. Г. Суворова (1939, 1940), Н. П. Луппова (1945б, в, 1952а), Б. А. Петрушевского, И. А. Резанова и В. А. Растворовой (1954), М. В. Муратова (1955).

Особо необходимо отметить работы ряда авторов, рассматривающие общие вопросы структурного районирования обширной территории, частью которой является и территория Туркменской ССР. К числу их принадлежат многочисленные работы А. Д. Архангельского (1923, 1932, 1934а, 1941; Архангельский и Шатский, 1933; они же в соавторстве с В. В. Меннером и др., 1937; Архангельский и Федынский, 1936), а также работы О. С. Вялова (1933, 1937, 1938), М. В. Муратова (1946), А. Л. Яншина (1945, 1948, 1951) и др., а из иностранных — работы Штилле (Stille, 1928), Вильзера (Wilser, 1928), Лейкса (Leuchs, 1935), Гундлаха (Gundlach, 1935).

В тектонических схемах, предложенных разными авторами, дается весьма различная трактовка структуры территории Туркмении и ее положения в общем структурном плане окружающей территории. Эти работы в части, касающейся Туркмении, не основаны на личных исследованиях, и излагаемые в них соображения и построения в значительной степени являются гипотетическими, не опирающимися на достаточный фактический материал.

КОПЕТ-ДАГ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Первые сведения о структуре отдельных районов Копетдагских гор мы находим в работах К. И. Богдановича (1887а, б) и А. М. Коншина (1886а). К. И. Богдановичем, в частности, составлены первые геологические разрезы этого горного сооружения. Отрывочные сведения о тектонике отдельных районов встречаются у некоторых иностранных авторов (Boehm, 1897; Huntington, 1905), а также в работах Л. И. Цимбаленко (1896а, б), который впервые указал на существование взбросов вдоль северного склона Передового хребта к юго-западу от Ашхабада.

Начало современным воззрениям на структуру Копет-Дага положено в 1913—1916 гг. работами Н. И. Андрусова (1914) и особенно А. Д. Напкого (1914, 1915а, б), который, однако, не успел опубликовать большую часть своих наблюдений. Видное место занимают вопросы тектоники Копет-Дага в опубликованных в 1924—1933 гг. трудах И. И. Никшича (1924, 1925, 1926б, в, 1931, 1932) и его сотрудников — В. В. Александрова (1932а, б), В. Н. Огнева (1932, 1933) и Г. И. Смолко (1932б), а также в работах П. И. Калугина и Г. С. Чикризова этого же времени.

Периодом напряженного изучения структуры Копет-Дага являются 1935—1945 гг., когда геологами Среднеазиатского геологического треста и Туркменского геологического управления было выполнено геологическое картирование советской территории Копет-Дага в стотысячном масштабе. В результате исследований П. И. Калугина по Восточному Копет-Дагу, А. В. Данова, П. И. Калугина и М. П. Сукачевой по Центральному Копет-Дагу и Н. П. Васильковского, Г. И. Каляева, В. Н. Огнева и М. П. Сукачевой по Западному Копет-Дагу получены новые данные по тектонике этих районов. Часть собранных материалов опубликована в статьях П. И. Калугина (1942, 1945), Г. И. Каляева (1945, 1946) и В. Н. Огнева (1937, 1939).

К этому же периоду относятся статьи В. П. Мирошниченко (1937, 1938), а также очерк М. И. Варенцова и П. Г. Суворова (1940), в котором сделана попытка установить связь между структурами Западного Копет-Дага и Прикаспийской низменности. Тектоника Передовой цепи детально изучалась П. И. Калугиным. Существенное значение для познания струк-

туры Копетдагских гор имеют исследования, произведенные П. И. Калугиным в пределах зарубежной части Копет-Дага, и геофизические исследования, выполненные в 1948—1951 гг. под руководством Ю. Н. Година.

Копет-Даг представляет собой северную окраинную область Туркмено-Хорасанской горной системы¹, ограниченную с севера равниной Центральных Каракумов, с запада — Прикаспийской низменностью, на юге — долинами рр. Кешеф-Руд, Атрек и Саарысу (левое ответвление р. Горган), на востоке — долиной р. Теджен (Гери-Руд).

В пределах Туркменской ССР расположена сравнительно небольшая часть Копет-Дага площадью около 28 000 км².

Туркмено-Хорасанская горная страна, в состав которой входит Копет-Даг, представляет собой гигантскую складчатую дугу, обращенную выпуклостью на север. Западная ветвь этой дуги, соединяющая систему Туркмено-Хорасанских гор с Эльбурсом, характеризуется юго-западным («эльбурсским») простиранием орографических и структурных элементов. Восточная ветвь ее, примыкающая к Паропамизу и Гиндукушу, имеет основное юго-восточное («паропамизское») простирание элементов (рис. 55).

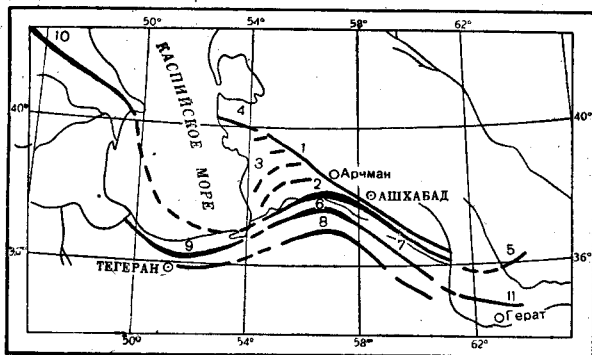


Рис. 57. Основные тектонические линии Туркмено-Хорасанской складчатой системы

1—Передовая цепь Копет-Дага; 2—Главный Копетдагский антиклинарий; 3—виргации западного погружения Копет-Дага; 4—Большой Балхан и Куба-Даг; 5—Вадхыз и Карабиль; 6—Аля-Даг; 7—Биналуд; 8—Джагатайский хребет; 9—Эльбурс; 10—Большой Кавказ; 11—Паропамиз

Складчатая система Копет-Дага, расположенная на периферии Туркмено-Хорасанской дуги, полностью отражает оба основных ее направления: в Западном Копет-Даге (к западу от меридиана Нухура) складки ориентированы в юго-западном, а в Центральном и Восточном Копет-Даге — в юго-восточном направлении. Эта закономерность хорошо сохраняется почти для всей обширной складчатой системы Копет-Дага. Исключение представляет узкая Передовая цепь хребтов, вытянутая на 500 км вдоль северо-восточной окраины Туркмено-Хорасанской горной области, на границе с равнинной депрессией Каракумов. Передовая цепь («Передовой хребет») на всем протяжении Копет-Дага имеет юго-восточное простирание и представляет как бы гигантскую касательную, проведенную к внешней части Туркмено-Хорасанской дуги.

По структурным признакам в советской части Копет-Дага выделяются четыре области: 1) Западный Копет-Даг, расположенный к западу от меридиана ст. Арчман; 2) Центральный Копет-Даг, занимающий пространство между ст. Арчман и долиной р. Кельте-Чинар (к юго-востоку от Ашхабада); 3) область Гяурской антиклинали между долинами рр. Кель-

¹ Под этим названием подразумевается вся система гор Южной Туркмении и Хорасана, ограниченная на севере южной окраиной Каракумов, на востоке — Тедженом, на юге — окраиной пустыни Дешт-и-Кевир, на западе — Прикаспийской низменностью и северо-восточными отрогами Эльбурса.

те-Чинар и Артык (Дорунгяр); 4) Восточный Копет-Даг, расположенный к востоку от меридиана ст. Артык.

В Копет-Даге обнажаются исключительно осадочные образования. Изверженные породы, как кислые, так и основные, выступают, однако, во многих местах в непосредственном соседстве с окраинами складчатой системы Копет-Дага, например в Бадхызе и вдоль северных склонов Ала-Дага. Имеется ряд признаков неглубокого залегания магматических пород в некоторых районах Западного и Центрального Копет-Дага; в числе этих признаков укажем высокую температуру (60°) воды некоторых источников, а также характер барито-витеритового и полиметаллического осадочного образования в бассейне рр. Сумбар и Чандыр.

Громадные мощности (до 6000—8000 м) слагающих Копет-Даг отложений, имеющих в основном морское происхождение, и характер складчатости заставляют причислить область Копетдагских гор к геосинклинальной зоне. Главные характерные черты геосинклинали Копет-Даг сохраняет в течение всего известного нам периода его дочетвертичной геологической истории. Следует, однако, подчеркнуть, что осадки доступной наблюдению части разреза выражены в основном неритовыми фациями. Типичные флишевые фации, характерные для главной геосинклинальной зоны Кавказа, в Копет-Даге неизвестны, хотя отдельные отложения палеогена (и мела) могут приближаться по своему строению к флишевым образованиям.

Современный Копет-Даг — целиком альпийское сооружение. Однако некоторые данные указывают на то, что тектонические движения в Копет-Даге имели место еще в мезозойское время. Так, А. В. Данов и П. И. Калугин обращают внимание на сильное раздробление мальмских известняков на контакте с валанжином в Центральном и Восточном Копет-Даге; это позволяет предполагать, что тектонические движения в конце юрского периода (новокиммерийские), интенсивно проявившиеся в соседних областях альпийского орогена, затронули также Копет-Даг.

Более определенно можно говорить о проявлениях тектогенеза в середине мелового периода. В Западном Копет-Даге и Малом Балхане рядом авторов (А. Д. Нацкий, Н. П. Васильковский, М. П. Сукачева) указывается трансгрессивное залегание сеномана на различных горизонтах альба. В нижних слоях сеномана Гяурской антиклинали П. И. Калугин наблюдал хорошо окатанную гальку.

Проявления лярмийских движений встречаются в области Гяурской антиклинали и в Восточном Копет-Даге, а также в зарубежной части Копет-Дага. Здесь во многих местах датские и палеоценовые отложения выражены мелководными, лагунными и даже континентальными осадками. Однако, если не считать требующего проверки указания Ф. Г. Кляппа (Clapp, 1940) о несогласии между «нижним эоценом» и верхним мелом, в литературе нет сообщений об угловых несогласиях между датским ярусом и палеогеном. Повидимому, лярмийские поднятия имели скорее эпейрогенический характер, причем не распространялись на всю территорию Копет-Дага; так, на западе датский ярус повсюду выражен морскими фациями и связан постепенными переходами с морскими отложениями палеоцена.

Современная структура Копет-Дага создана в основном последними этапами альпийского диастрофизма, однако формирование складок Восточного и Центрального Копет-Дага, несомненно, началось в допалеогеновое время. В олигоценное время, когда на западе отлагались мощные толщи морских майкопских глин, Восточный и Центральный Копет-Даг поднялись из воды, и здесь начали формироваться слои

красноцветных карагауданских моласс. Состав гальки последних указывает, что в это время размыв в некоторых районах достиг неокомских известняков. В начале миоценового времени в результате крупных складкообразующих движений отчетливо наметились контуры современной структуры Копет-Дага. Неогеновые трансгрессии уже не проникали в центральную часть горной системы, их осадки отлагались главным образом в зоне предгорий и в некоторых крупных синклиналих депрессиях Западного Копет-Дага.

Горообразовательные процессы в конце миоценового и начале и середине плиоценового времени создали современную структуру Копет-Дага. Более ранние движения, происходившие в конце миоценового — начале плиоценового времени, выражались в основном поднятиями, свидетельством которых являются мощные толщи конгломератов; последние в Западном Копет-Даге без видимого несогласия лежат на морском сармате и связаны с ним постепенным переходом.

Более мощные движения как пликативного, так и дизъюнктивного характера происходили в середине плиоценового времени (предакчагыльские движения). В процессе этих движений, одновременно с продолжающимся формированием основных пликативных структур Передовой цепи и средних областей Копет-Дага, развивались многочисленные мелкие складки предгорной зоны. С среднеплиоценовыми движениями связано в основном образование Главного надвига термальной зоны, которое происходило, по видимому, в несколько приемов и завершилось уже в послеплиоценовое время. Мощный покровный панцырь, представляющий собой фронтальную часть надвига, выдвинулся между Кызыл-Арватом и Ашхабадом в зону предгорий и скрыл под собой образовавшиеся здесь молодые структуры. Значительная часть этого покровного панцыря (например, к югу от Кызыл-Арвата) была размыта еще до акчагыльской ингрессии. Местами, однако, акчагыльские воды залили оставшуюся часть покрова, о чем свидетельствуют указываемые В. Н. Огневым (1937) и позднее Г. И. Каляевым акчагыльские образования, сохранившиеся на его поверхности.

Акчагыльские отложения и покрывающие их (местами несогласно) «надакчагыльские» конгломераты в зоне предгорий сильно смяты движениями, имевшими место в самом конце плиоценового времени. В то же время в центральных районах не везде имеются признаки интенсивного складкообразования в верхнеплиоценовое время. Толщи «надакчагыльских» конгломератов говорят о крупных поднятиях. Но уже к началу четвертичного времени имела место пенеппенизация, о чем свидетельствуют остатки лёссового («коштамырского») пенеппена, по видимому, бакинського возраста в Западном Копет-Даге и соответствующие ему поверхности, образованные кластическим материалом, в центральных районах Копет-Дага (Рабатское плато, Гауданское плато и др.).

Одновременно с поднятиями, происходившими в горной и предгорной зонах, в области современной предгорной равнины и прилегающей части Каракумов имело место образование обширной Прикопетдагской предгорной депрессии, заполнявшейся мощными накоплениями молассового типа. Пробуренная в Ашхабаде скважина глубиной 670 м не вышла из толщи третичных моласс (абсолютная отметка забоя скважины — минус 450 м).

Поднятие Копет-Дага продолжалось в еще больших масштабах в четвертичное время, которое, собственно, и являлось временем создания орографического сооружения этой горной страны. Очень слабо дислоци-

рованные остатки вышеуказанного лёссового пенепплена встречаются сейчас на высоте до 2000 м.

Обширная складчатая область Копет-Дага на севере граничит с южной окраиной Каракумской «платформы». Последняя, по Н. П. Луппозу (1945а), представляется как область проявления домиоценовой складчатости, выраженной преимущественно очень пологими структурами. Южная краевая зона этой области — Центральные Каракумы — представляет собой глубоко погруженную зону предгорного «шельфа».

Вдоль опущенного южного края Каракумского «шельфа» и предгорной впадины вытягивается антиклинальная структура Передовой цепи, опрокинутая и надвинутая на север, в сторону Каракумов. В неогеновое время южный край Каракумского шельфа обладал уже достаточной «жесткостью» для того, чтобы сыграть роль «направляющей»; он определил характер и направление ориентированной параллельно ему передовой складчатой структуры Копет-Дага.

На северо-западе Копет-Даг, точнее его несомненное продолжение — Малый Балхан, отделен от мощной антиклинальной структуры Большого Балхана широкой депрессией «Межбалханского коридора», строение которой отчасти освещено геофизическими исследованиями (см. статью Ю. Н. Година).

Большой Балхан (и горы южного края Красноводского полуострова) в геотектоническом отношении можно считать продолжением Копет-Дага; он является северной окраиной той же геосинклинальной зоны. В Копет-Даге и Большом Балхане встречаются, в общем, одни и те же фации мела и палеогена, во многих отношениях сходные также с фациями Северного Кавказа. Однако основная структура Копет-Дага сформировалась в процессе плиоценовой орогении. В пределах же Большого Балхана складкообразование завершилось в основном, повидимому, в доплиоценовое время. Кроме того, широтная ориентировка восточного окончания Большого Балхана не совпадает ни с северо-западным простиранием Передовой цепи, ни с юго-западным направлением средних складок Западного Копет-Дага. Наконец, в пределах Большого Балхана имеется существенно иной тип складчатости, чем в Копет-Даге (см. ниже очерк тектоники Большого Балхана).

Все это заставляет критически относиться к попыткам объединить Большой Балхан и Копет-Даг в одну тектоническую линию, как это делается на многих геотектонических схемах. Еще менее обоснованы тенденции соединить Копет-Даг через Большой Балхан и подводный порог Каспия с Большим Кавказом, несостоятельность которых хорошо аргументирована В. П. Ренгартом (1941а).

На западе и юго-западе все складчатые цепи Копет-Дага, кроме Передового хребта, круто погружаются в юго-западном и западно-юго-западном направлении под покров послетретичных отложений Прикаспийской низменности. В тектонике последней еще очень много невыясненного, но известные нам данные указывают на то, что Прикаспийская равнина с ее нефтеносными структурами является по отношению к Копет-Дагу такой же зоной погружения, как зона Апшерона, Кабристана и Дибрара по отношению к Большому Кавказу (рис. 56). Так же как и на Кавказе, структурные линии здесь заворачивают к южной окраине Каспия, и если продолжить линии Копет-Дага параллельно Эльбурсу, то они должны встретиться с продолжением пучка складок Большого Кавказа.

В. П. Ренгартен полагает, что «глубоко погруженный участок геосинклинальной зоны Большого Кавказа проходит под самой южной частью

Каспийского моря и его продолжение надо искать между Эльбурсом и Копет-Дагом» (1941б, стр. 458). Согласиться со второй частью этого положения нельзя.

Обогнув южный берег Каспия, складки Эльбурса поворачивают на северо-восток и находят свое непосредственное продолжение в складках хребтов Ак-Текелях, Курхуд, Ала-Даг, Биналуд. Система названных хребтов образует главную (среднюю) дугу Туркмено-Хорасанской складчатой области, в создании которой существенную роль играли доплиоценовые третичные, а также палеозойские и мезозойские орогении. Собранные в последние годы материалы показывают, что в строении Ала-Дага и Бина-

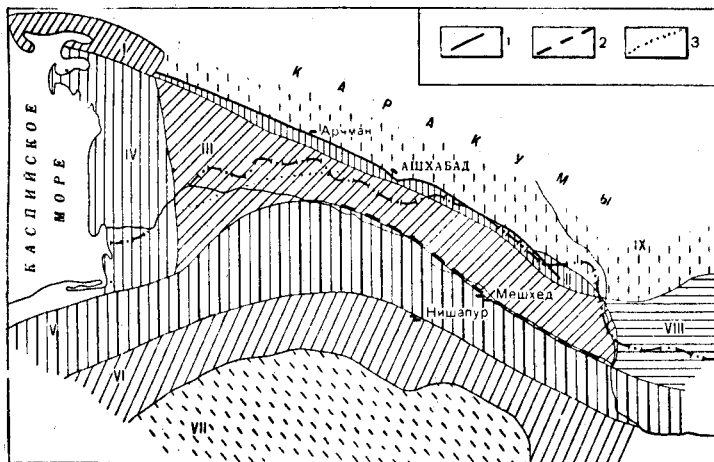


Рис. 56. Геотектоническая схема Туркмено-Хорасанской складчатой системы

- I—Большой Балкан и Куба-Даг; II—Передовая цепь Копет-Дага; III—зона внутренних складок Копет-Дага; IV—зона западного погружения Копет-Дага; V—Биналуд-Азадагская складчатая зона; VI—Джагагайская складчатая зона; VII—Дешт-и-Кевир; VIII—Бадхыз и Карабиль (зона восточного погружения Копет-Дага); IX—Копетдагская предгорная впадина
1—дислокации Копетдагской термальной зоны; 2—Мешед-Кучанский разрыв; 3—граница северного и южного типов меловых и палеогеновых отложений

луда участвуют те же фации юры, что и в Эльбурсе: угленосные фации лейаса и доггера и светлые известняки («белая юра») мальма. К дуге Эльбурс—Ала-Даг—Биналуд с севера примыкает параллельная ей складчатая дуга Копет-Дага, отделяемая от средней дуги узким полукольцом синклиналильных долин рек Кешеф-Руд, Атрек и Саарысу, строение которых выяснено пока недостаточно. Здесь прослеживаются эффузии базальтовой магмы и интрузии гранитов.

Если принять точку зрения В. П. Ренгартена, что погруженный участок геосинклиналильной зоны Большого Кавказа проходит «под самой южной частью Каспийского моря», то следует также признать, что он может иметь в качестве своего продолжения только юго-западное погружение Копет-Дага. Мы возвращаемся, таким образом, к старому представлению о Копет-Даге как о продолжении Кавказа, однако в принципиально новой трактовке (см. рис. 55). Естественно при этом предположить, что главная геосинклиналильная зона Большого Кавказа в значительной мере «затухает» к западу от Копет-Дага, чем следует, вероятно, объяснить смену флишевых фаций Большого Кавказа неритовыми фациями Копет-Дага. «Затухание» продолжается также на территории Копет-Дага, что

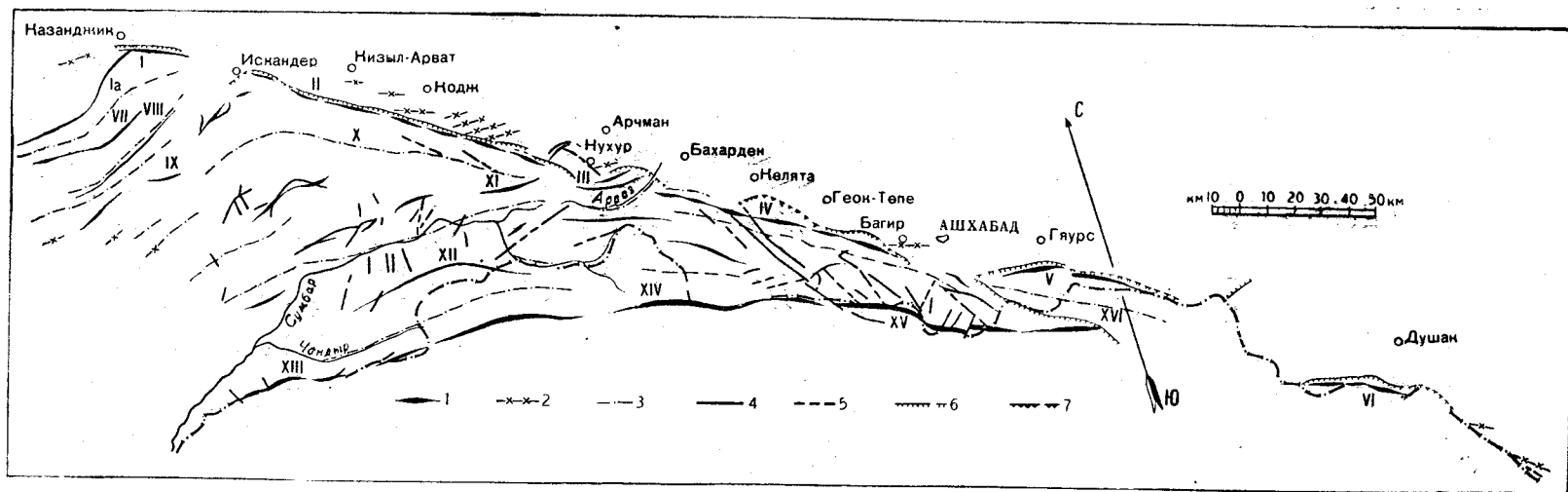


Рис. 57. Схематическая карта тектоники Копет-Дага

Передовая цепь: I—Кюендагская антиклиналь; Ia—Обой-Данатинская виргация; II—Главная передовая антиклиналь Западного Копет-Дага; III—Арчман-Нухурский узел; IV—Главная передовая антиклиналь Центрального Копет-Дага; V—Гяурская антиклиналь; VI—Главная передовая антиклиналь Восточного Копет-Дага (Келатская антиклиналь). Зона внутренних складок: VII—Чаалджинская антиклиналь; VIII—Ильянская антиклиналь; IX—Куйлянская антиклиналь; X—Аджишеринская синклиналь; XI—Сюнт-Хосардагская антиклиналь; XII—Курузундагская антиклиналь; XIII—Пользанская антиклиналь; XIV—антиклиналь Массиев; XV—Гауданская антиклиналь; XVI—Манышская синклиналь
 1—шариры основных антиклинальных структур; 2—шариры второстепенных антиклинальных структур; 3—шариры основных синклиналий; 4—тектонические контакты; 5—тектонические контакты предполагаемые; 6—линия главного надвига; 7—покровные структуры

находит свое выражение в уменьшении мощностей меловых отложений. Между Западным Копет-Дагом и Бадхызом мощность апта и альба уменьшается с 1700 м в Западном Копет-Даге до 250 м в Бадхызе.

Наиболее ясно взаимоотношение Копет-Дага с соседними тектоническими областями на юго-востоке. К юго-востоку от ст. Гяурс на советской территории расположена только часть передовой антиклинальной структуры Копет-Дага, которая несколько восточнее долины р. Чаачачай пересекает государственную границу и продолжается дальше в Иране. В районе Бадхыза Копет-Даг заходит снова на небольшом участке в пределы Советской Туркмении и, по мнению В. Н. Огнева, погружается в этом районе. Некоторые южные складки юго-восточного окончания Копет-Дага, повидимому, погружаются южнее, на афганской территории.

Очень вероятно, что продолжением Копет-Дага являются складки Бадхыза, Карабия и Кушкинского района, в общих чертах освещенные в работах В. Н. Огнева (1932) и В. В. Александрова (1934). Это область развития главным образом третичных и послетретичных отложений. Третичные отложения смяты здесь повсюду в мелкие, нередко крутые складки, ориентированные в широтном или северо-восточном направлении. Эту складчатую область вместе с северной пограничной областью Афганистана следует, повидимому, рассматривать как зону юго-восточного погружения Копет-Дага, в которой пучок копетдагских складок снова образует дугу, обращенную выпуклостью на юг (см. рис. 56).

Расположенный южнее Паропамиз является продолжением не Копет-Дага (как принято считать), а Биналуда и, следовательно, Эльбурса. Хребты средней (Аладаг-Биналудской) дуги Туркмено-Хорасанской системы пересекают Гери-Руд и непосредственно переходят в крайний к западу хребет Паропамиза (см. рис. 55).

Вся складчатая система Копет-Дага может быть расчленена на две тектонические зоны: 1) зону краевых складок — Передовая цепь и предгорья и 2) зону внутренних складок. Кроме того, необходимо выделить в качестве особой зоны Копетдагскую предгорную впадину, протягивающуюся к северу от первой зоны. Рассмотрим отдельно строение каждой из названных зон (см. рис. 56).

КОПЕТДАГСКАЯ ПРЕДГОРНАЯ ВПАДИНА

Вдоль северо-восточного склона Передовой цепи с северо-запада на юго-восток почти на 500 км протягивается обширная предгорная депрессия, выполненная мощной толщей мезозойских и кайнозойских осадков.

Северные границы этой депрессии еще не могут считаться выясненными. Судя по новейшим данным геофизических исследований, ее ширина в районе Ашхабада достигает 120 км, к северо-западу постепенно уменьшается и в районе Казанджика не превышает 40 км. На гравиметрических картах предгорная депрессия ясно намечается замкнутыми минимумами силы тяжести, наименьшие величины которых (—90) установлены в районе Ашхабада, в связи с чем юго-восточную часть предгорной депрессии часто именуют «Ашхабадской депрессией». Геофизическими исследованиями депрессия прослежена только до района к северо-востоку от ст. Артык, однако не подлежит сомнению, что она протягивается далеко к юго-востоку. На это, в частности, с определенностью указывают результаты бурения скважин в районе ст. Арман-Сагад и в других местах.

Крупным поднятием домезозойского фундамента в районе Кизыл-Арвата предгорная депрессия разделяется на две неравные части: северо-западную — меньшую и юго-восточную — большую.

По данным гравиметрических и сейсмических исследований предгорная депрессия имеет несимметричное строение. Ее северный склон очень полого наклонен и представляет широкую шельфовую ступень Каракумской «платформы». В районе к северу от Ашхабада ширина этой шельфовой зоны достигает, вероятно, 100 км. На юге непосредственно вдоль северо-восточного склона Передовой цепи вытянут узкий, очень глубокий Прикопетдагский передовой прогиб (предгорная впадина), в котором домезозойский фундамент залегает на глубине до 7000 м. Строение передового прогиба, еще очень слабо выясненное, нам представляется осложненным довольно интенсивной складчатостью и крупными дизъюнктивными нарушениями. Здесь, в частности, следует ожидать распространения надвиговых дислокаций, входящих в систему надвигов «термальной зоны», прослеживаемых вдоль всего северо-восточного склона Передовой цепи (см. ниже).

Ширина передового прогиба у Казанджика, вероятно, не превышает 10 км, к юго-востоку она несколько увеличивается. На северо-западе постепенно суживающаяся предгорная депрессия отделена Айдинским поднятием домезозойского фундамента от Прибалханской депрессии, характеризующейся гораздо меньшими минимумами силы тяжести. На юго-востоке (к юго-востоку от Артыка) границы и строение предгорной депрессии остаются еще невыясненными.

В пределах шельфа Каракумской «платформы», составляющего северное пологое крыло депрессии, развиты отложения платформенного типа, характеризующиеся сравнительно небольшой мощностью.

В зоне глубокого передового прогиба развиты осадки геосинклинального типа, в составе которых видное место занимают третичные молассовые образования и покрывающие их четвертичные пролювиальные отложения. Мощность отдельных комплексов, выполняющих передовой прогиб, вероятно, быстро уменьшается к северу, а молассовые образования, очевидно, полностью выклиниваются вдоль уступа, разделяющего зоны шельфа и передового прогиба. Вдоль линии уступа, по нашему мнению, и следует проводить границу между геосинклинальной и платформенной областью. Зона шельфа также несколько осложнена пологой складчатостью: как показывают данные геофизических исследований, в пределах этой зоны местами развиты пологие складки с поднятием шарнира до 150—200 м.

ЗОНА КРАЕВЫХ СКЛАДОВ КОПЕТ-ДАГА

ПЛИКАТИВНАЯ СТРУКТУРА ПЕРЕДОВОЙ ЦЕПИ

Передовая цепь представляет собой цепь антиклинальных складок, вытянутых с северо-запада на юго-восток. Антиклинали имеют несимметричную форму: обычно северные крылья более крутые или даже опрокинутые и надвинуты в сторону Каракумов.

Шарнирная линия антиклиналей образует изгибы в осевой плоскости складок, в результате чего отдельные крупные структуры расчленяются на ряд брахискладок, которые иногда разделены поперечными понижениями синклинального характера. Как направление, так и форма антиклиналей Передовой цепи отражают взаимодействие между пластичной складчатой областью Копет-Дага и относительно «жестким» упором краевой части Каракумского шельфа. Напряжения, которые создавались при этом в верхних слоях литосферы, были настолько велики, что не разрешились только в процессах пликативной дислокации. Вдоль всего север-

ного склона Передовой цепи прослеживается система крупных разрывов, которые следует рассматривать как логическое развитие складчатых форм дислокации в условиях контакта между геосинклинальной зоной и Каракумским шельфом.

Сложная антиклинальная структура Передовой цепи расчленяется на шесть звеньев, более или менее самостоятельных в морфологическом и конструктивном отношениях.

1. Кюрендагская передовая антиклиналь (см. рис. 57, I). Крайним северо-западным звеном Передовой цепи Копет-Дага является хр. Кюрен-Даг, представляющий собой большую несимметричную антиклиналь, вытянутую к северо-западу. На поверхности сохранились ядро складки и пологое южное крыло, которые надвинуты на северное крыло, скрытое под земной поверхностью (рис. 58, разрез I). В ядре обнажаются неоконские известняки и песчаники. Вдоль южного крыла можно проследить почти весь разрез мела (начиная от баррема) и палеогена.

Складка имеет сложное строение в центральной части, где можно выделить две второстепенные брахиантиклинали, вытянутые параллельно общему простиранию. У северо-западной оконечности хребта от Кюрендагской складки ответвляется Обойская антиклиналь (см. рис. 57, Ia), имеющая юго-западное направление оси и сложенная в центральной части альбскими отложениями, а на крыльях — верхнемеловыми и третичными; она представляет одно целое с Кюрендагской антиклиналью и образовалась одновременно с ней. Обе эти складки образовались в результате одного пликативного процесса, проявившегося в двух разных направлениях.

2. Главная передовая антиклиналь Западного Копет-Дага (см. рис. 57, II). Ось Кюрендагской антиклинали круто погружается в районе ст. Узун-Су. Далее к юго-востоку, почти до ст. Искандер, расположено обширное Ильялинское синклинальное понижение, выполненное третичными морскими и континентальными осадками.

К югу от ст. Искандер хребтами Аргуваллы и Пароун-Даг начинается уходящая к юго-востоку 100-километровая цепь передовых хребтов, представляющая одно из самых величественных горных сооружений советской части Копет-Дага. Помимо указанных хребтов, наиболее крупными звеньями этой цепи являются хребты Торгойдыар, Ереуш, Ахча-Даг и Экиз. Эта цепь хребтов совпадает с крупной антиклинальной складкой, которую можно назвать Главной передовой антиклиналью Западного Копет-Дага. В общем виде это косая складка, вытянутая с северо-запада на юго-восток, с наклоненной к югу осевой плоскостью. На поверхности выражены только сложенное меловыми породами южное крыло и ядро, оборванное вдоль северного склона плоскостью главного надвига и надвинутое на глубоко погруженное северное крыло (рис. 58, разрезы II—III). Незначительные участки последнего прослеживаются на поверхности лишь в немногих местах в основании склонов хребтов Передовой цепи. Вследствие ундуляции оси намечается расчленение главной антиклинальной складки на ряд брахиантиклиналей.

К северу от линии главного надвига вдоль северного склона Передовой цепи протягивается полоса предгорных возвышенностей, сложенная третичными осадками. Это зона относительно мелкой, но очень интенсивной и сложной складчатости, описанная В. Н. Огневым и Г. И. Каляевым. Между Кизыл-Арватом и юго-восточным окончанием Главной антиклинали насчитывается свыше 20 синклинальных и антиклинальных складок.

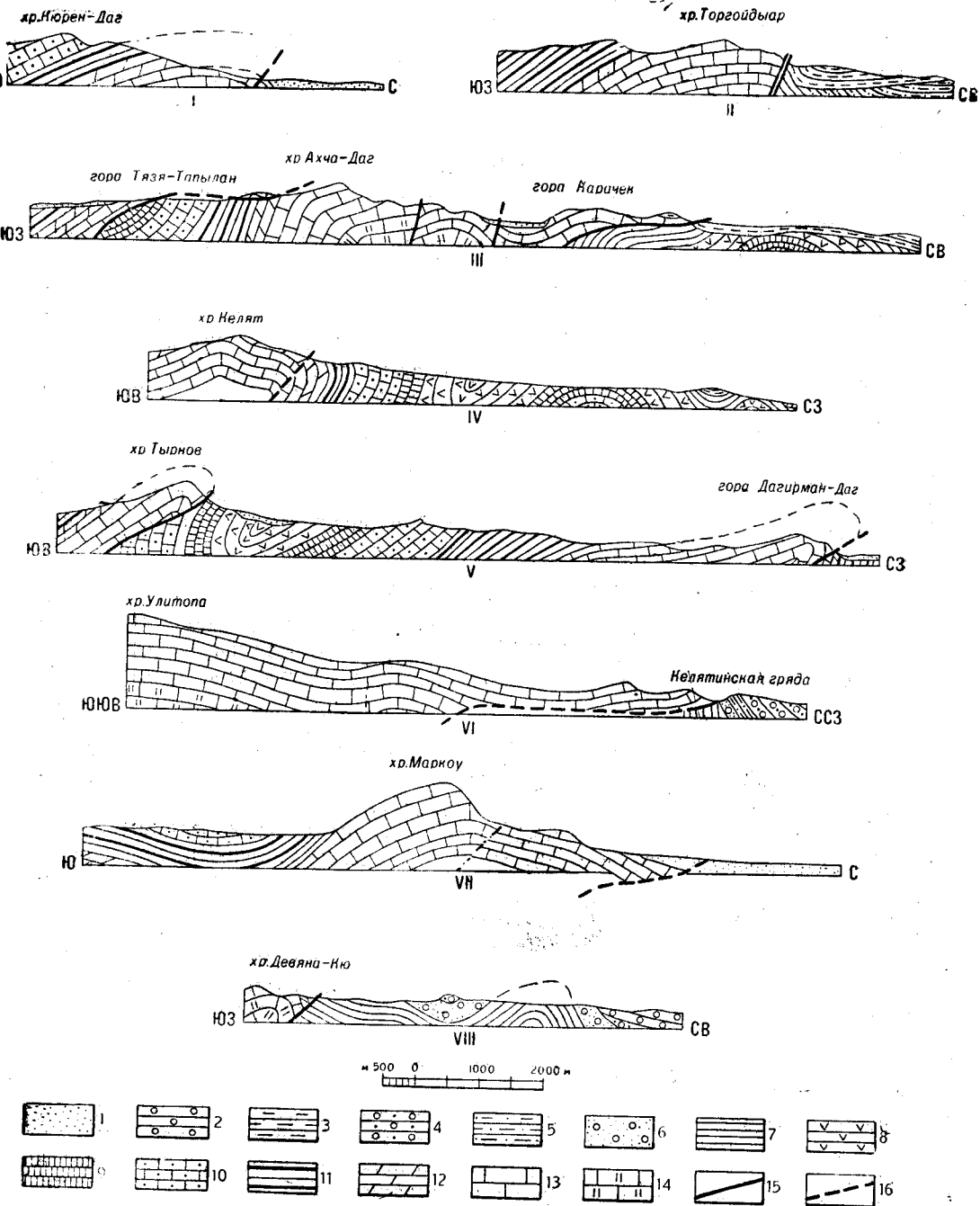


Рис. 58. Геологические разрезы хребтов Передовой цепи Копет-Дага

I—разрез через Юрендагскую антиклиналь; II—III—разрезы через Главную передовую антиклиналь Западного Копет-Дага; IV—V—разрезы через антиклинали Арчман-Нухурского узла; VI—VII—разрезы через Главную передовую антиклиналь Центрального Копет-Дага; VIII—разрез через Главную передовую антиклиналь Восточного Копет-Дага

1—аллювий и пролювий; 2—надакчагыльская континентальная свита; 3—акчагыл; 4—надсарматская (казганчайская) континентальная свита; 5—сармат; 6—карагауданская континентальная свита; 7—морской палеоген; 8—датский ярус, сенон, турон; 9—сенман; 10—альб; 11—апт; 12—верхний баррем; 13—нижний баррем, готерив, валанжин; 14—верхняя юра; 15—тектонические контакты; 16—тектонические контакты предполагаемые

в третичных отложениях. На участке от Кызыл-Арвата до Коджа складки имеют юго-восточное простирание, параллельное главному тектоническому направлению Передовой цепи. Восточнее Коджа складчатость постепенно принимает почти широтное направление. Здесь, по Г. И. Каляеву, наблюдается множество мелких параллельных кулисообразно расположенных брахискладок, ориентированных под острым углом к главным тектоническим линиям Передового хребта.

3. Арчман-Нухурский складчатый узел (см. рис. 57, III). Главная передовая антиклиналь Западного Копет-Дага на юго-востоке расчленяется на две антиклинали: южная из них, названная И. И. Никшичем «складкой Нацкога», протягивается в юго-восточном направлении до аула Нухур; вторая антиклиналь, соответствующая в рельефе хр. Экиз и далее хр. Кяса-Корп, сохраняет юго-восточное направление только в пределах первого из этих хребтов. Восточнее ось складки заворачивает под углом 90° к северо-востоку и погружается у северного края хр. Кяса-Корп. Далее к востоку, до ст. Бахарден, располагается сложная система складок, уже не сохраняющих нормальное для Передовой цепи северо-западное простирание. Наиболее крупные из этих складок — брахиантиклинали хребтов Келят, Караелчи, Тырнов и Кырк-Ашак (рис. 58, разрезы IV и V) и синклинали долин Караелчи, Куручай и р. Арваз — имеют дугообразно изогнутые в плане оси, направление которых изменяется иногда от юго-восточного до северо-восточного.

Почти все перечисленные выше складки, начиная от Келятинской антиклинальной структуры на севере и кончая Арвазской синклиналью на юге, берут начало в очень слабо изученном районе аула Нухур: от этого участка в северо-восточном и юго-восточном направлениях расходятся около десяти складок, входящих в структурную систему Передовой цепи. С западной стороны к району Нухура сходятся все основные складчатые структуры Западного Копет-Дага, к числу которых, помимо Главной передовой антиклинали, относятся располагающиеся южнее крупные Ходжакалинская и Сумбарская синклинали и антиклинали второго и третьего хребтов. Арчман-Нухурский узел представляет, таким образом, как бы «скупивание» складок, которое совпадает с вершиной Туркмено-Хорасанской дуги, отмечая приложение максимального стресса, действовавшего почти в меридиональном направлении. Если к западу от Арчман-Нухурского узла все складки, за исключением складок Передовой цепи и предгорий, имеют широтное или юго-западное направление, то к востоку от него все основные пликативные структуры ориентированы в юго-восточном направлении.

4. Главная передовая антиклиналь Центрального Копет-Дага (см. рис. 57, IV). Далее к юго-востоку, на протяжении 100 км, от Бахардена до Ашхабада, протягивается цепь брахиантиклинальных складок, вытянутых с юго-востока на северо-запад. Наиболее крупные из них — брахиантиклинали Мурад-Керрик, Коу, Улитоп, Гин-Гол и Маркоу — в общих чертах описаны в работах И. И. Никшича и П. И. Калугина. Эти складки объединяются в Главную передовую антиклиналь Центрального Копет-Дага (Ашхабад-Бахарденская антиклиналь).

Брахиантиклинали описываемой части Передовой цепи имеют в общем сходную форму. Вдоль северных крыльев почти всех передовых антиклиналей прослеживается второстепенный синклинальный изгиб, хорошо сохранившийся, однако, только на очень ограниченном протяжении (рис. 58, разрезы VI—VII). Везде, где эта синклиналь прослеживается на по-

верхности, ее размеры очень малы по сравнению с масштабом главной структуры. Оси «второстепенных» складок, насколько можно судить по их сохранившимся частям, ориентированы под острым углом к направлению главной антиклинали.

К юго-востоку от хребтов Маркоу и Гындувар-Даг, между Багиром и долиной р. Кельте-Чинар, шарнир главной антиклинали, повидимому, глубоко погружается; ее продолжение на протяжении 25 км намечается двумя относительно небольшими антиклинальными структурами — это Каратепинская брахиантиклиналь к востоку от пос. Невтоновского и двойной купол горы Хальват, в 15—18 км к юго-востоку от Ашхабада.

Изучение брахискладок Ашхабад-Бахарденского участка Передовой цепи приводит к заключению, что она представляет единую антиклинальную структуру, вполне аналогичную ранее описанной Главной передовой антиклинали Западного Копет-Дага. Более резко выраженная на поверхности особенность отдельных брахиантиклиналей Ашхабад-Бахарденского участка цепи вызвана, вероятно, большим погружением всей структуры в целом.

50. Гяурская антиклиналь (см. рис. 57, V). К востоку от Ашхабада вместо длинной цепи брахиантиклинальных хребтов, описанных выше для Западного и Центрального Копет-Дага, вдоль северного края гор протягивается на 70 км всего одна Гяурская антиклиналь, принадлежащая к числу крупнейших складок советской части Копет-Дага. Шарнир складки вытянут с северо-запада на юго-восток, постепенно погружаясь к юго-востоку и довольно быстро к северо-западу.

В ядре складки, к югу от ст. Гяурс, обнажаются неокомские известняки. По южному крылу прослеживается полностью почти весь разрез мела и палеогена. Северное (северо-восточное) крыло везде крутое, а в центральной части складки, вдоль северного склона хр. Гяурс-Даг, даже опрокинута на северо-восток. Пласты мела вдоль этого крыла имеют сильно уменьшенную мощность. Так, свита верхнебарремских мергелей составляет всего 50—70 м, вместо 200 м, нормальных для данного района; свита нижнеаптских песчаников 50 м, вместо 150 м, и т. д. Как и другие передовые антиклинальные структуры Копет-Дага, Гяурская складка разорвана вдоль северного крыла и надвинута в сторону Каракумов.

6. Главная передовая антиклиналь Восточного Копет-Дага (см. рис. 57, VI). Между юго-восточным погружением Гяурской антиклинали и долиной р. Казганчай на протяжении около 20 км государственная граница с Ираном проходит по предгорной равнине. Передовые хребты и предгорья этой части расположены в пределах иранской территории. По левому склону долины р. Казганчай и далее к юго-востоку, между речками Казганчай и Лаинсу, вдоль границы (на нашей территории) протягивается широкая полоса предгорных возвышенностей, сложенных в основном континентальными осадками неогена, падающими полого к северо-востоку. На фоне этого общего падения местами наблюдается хорошо выраженная складчатость, направление которой большей частью совпадает с общим юго-восточным простиранием пластов. В районе долины Лаинсу и к западу от нее вдоль самой границы расположена антиклинальная складка в палеогеновых отложениях с крутым южным крылом («Хивеабадская антиклиналь»).

Далее к востоку вдоль границы протягивается Келатская антиклиналь (Главная передовая антиклиналь Восточного Копет-Дага). Большая часть ее находится за пределами советской территории. Келатская антиклиналь расчленяется на ряд брахиантиклинальных структур, которым

соответствуют отдельные хребты: Асряк-Даг, Сухтакю, Девянакю и несколько других. Южные, относительно пологие крылья почти всех брахискладок расположены в пределах Ирана; они обнажают полностью весь разрез мела и палеогена. Северные крылья, разорванные большим надвигом, везде круто поставлены, местами опрокинуты и надвинуты на северо-восток по плоскости разрыва (рис. 58, разрез VIII).

К юго-востоку ось Келатской антиклинали уходит в пределы Ирана. Далее, до юго-восточного окончания советской части Копет-Дага, вдоль границы протягивается моноклинальный хребет, образованный пластами верхнемеловых и частью нижнетретичных пород. Он представляет часть северо-восточного крыла Келатской антиклинали. От него в пределах советской части Копет-Дага отходит несколько неполных («фестонообразных») складок, оси которых вытянуты почти параллельно основной структуре. Вдоль пограничного хребта, на участке между хр. Денгиль-Кеталь и долиной Ходжа-Булан, повсюду можно наблюдать отвесное, или обращенное падение. Пласты сенона, датского яруса и палеоцена сильно уменьшены в мощности, свита кварцевых песчаников к западу от Ходжа-Булана вовсе отсутствует. Следовательно, здесь мы наблюдаем опрокинутую часть северо-восточного крыла передовой антиклинали, разорванного продольным надвигом.

Заканчивая краткий обзор складчатых структур Передовой цепи Копет-Дага, отметим еще одну важную общую черту их строения — тенденцию к надвиганию на северо-запад. Последняя находит свое отражение в крутом, в отдельных случаях даже опрокинутом, залегании пластов северо-западных периклиналей большинства главных передовых структур, начиная от Кюрендагской и кончая Келатской, а также в том, что линия главного надвига вдоль северо-западных погружений передовых антиклиналей Западного и Восточного Копет-Дага заворачивает к юго-западу.

КОПЕТДАГСКАЯ ТЕРМАЛЬНАЯ ЗОНА

Продольные дизъюнктивные дислокации северного склона Передовой цепи имеют характер надвигов. Они параллельны общему направлению главной антиклинальной структуры, которая, таким образом, надвинута в направлении, нормальном к простираанию, т. е. в сторону Каракумов. Амплитуда перемещения не везде еще установлена; в тех местах, где тектонические контакты лучше изучены, наблюдается соприкосновение самых нижних членов-мелового разреза с различными горизонтами верхнего мела и палеогена. Это указывает на возможный размах дислокаций до трех, четырех тысяч метров и более. В общем, плоскость надвиговой дислокации имеет большей частью крутое падение к югу. Основная форма надвига — взброс или крутопадающий надвиг, переходящий местами во фронтальной части в пологопадающий надвиг и приобретающий характер покрова.

Вдоль северных крыльев антиклиналей Передовой цепи нередко наблюдается сильное растягивание пластов, мощность которых местами уменьшается во много раз по сравнению с нормальной. Деформация пластов вдоль северных крыльев передовых антиклиналей сопровождается раздроблением пород, которое особенно сильно проявляется вдоль плоскости крупных тектонических разрывов. Вдоль северо-восточного склона Передовой цепи можно наблюдать мощные пласты неокомских известняков, которые в результате сильного раздробления приобрели брекчиевидную структуру. Вдоль плоскости разрыва во многих местах выступает тек-

тоническая брекчия, местами плотно сцементированная в почти монолитную массу. Цементом являются глины, кальцит, гипс, окислы железа. Последние окрашивают брекчию в охристо-желтый или бурый цвет.

Наличие мощной тектонической брекчии и сильное раздробление пород, наблюдаемое в висячем и лежащем боках надвиговых разрывов, глубоко проникающих в толщу мезозоя, определяют большую гидрогеологическую роль дизъюнктивных дислокаций Передовой цепи. Тектонические брекчии и раздробленные породы являются мощными коллекторами, дренирующими обильные водоносные горизонты нижнемеловых пород, в особенности неокомских известняков, которые концентрируют большую часть подземных водных ресурсов Копет-Дага.

Крупная гидрогеологическая роль этих дислокаций была установлена И. И. Никшичем в 1923 г. Он назвал прослеженный им от Ашхабада до ст. Арчман большой тектонический разрыв «Копетдагской линией термальных источников» (Никшич, 1924, 1925), ввиду того, что вытекающие вдоль этого разрыва источники имеют высокую температуру воды (от 19—20 до 37°), значительно превышающую среднюю температуру воздуха в данном районе (16,6—17,5°). Последующими работами И. И. Никшича, П. И. Калугина, В. Н. Огнева и др. продолжение линии надвигов было прослежено на северо-запад и юго-восток, вдоль всего северного склона Копет-Дага.

По данным П. И. Калугина (1942), надвиговые структуры не являются одной структурной линией, а представляют сложную систему дислокаций; однако в строении каждой из крупных антиклиналей Передовой цепи преобладающую роль играет одна плоскость надвига, определяющая общий размах и характер дислокаций — основной или «главный» надвиг. Эта система крупных надвигов северо-восточного склона Копет-Дага, с которой связаны излияния теплых вод, объединена П. И. Калугиным под названием «Копетдагская термальная зона».

В Кюрен-Даге тектонические контакты в районе северо-западной оконечности хребта, тектонические брекчии и линейно расположенные вдоль подошвы северных склонов хребта выходы термальных вод (источник Иджири и др.) ясно намечают направление основной линии надвига, которая в общем параллельна оси Кюрендагской антиклинали (см. рис. 57, Г). Между Узунсу и Искандером, в области Ильялинской синклинали нет никаких признаков существования крупного продольного разрыва; повидимому, в районе к югу от ст. Узун-Су надвиг затухает.

В области Главной передовой антиклинали Западного Копет-Дага линия главного надвига прослеживается вдоль подошвы всех передовых хребтов от Искандера до Баши и несколько далее к юго-востоку. Вдоль северных склонов хребтов Торгойдыр, Ереуш, Ахча-Даг и Козлы-Даг надвиг обрывает с северо-востока ядро Главной антиклинали, сложенное неокомскими известняками. Амплитуда его очень велика: вдоль северо-восточного склона хр. Торгойдыр к югу от Кызыл-Арвата по линии надвига готеривские известняки и песчаники налегают на глины палеогена (рис. 58, разрез II); несколько восточнее, близ аула Пырнуар, устанавливается тектонический контакт барремских и апшеронских пластов; налегание по разрыву готерива на палеоген (повидимому, на верхние горизонты последнего) наблюдается также в основании северного склона хр. Ереуш.

Повидимому, в тесной связи с надвиговой структурой Главной антиклинали находятся покровные образования, впервые описанные в данном районе В. Н. Огневым (1937). Участки покровного панцыря сохранились вдоль обоих концов Главной антиклинали в районе хр. Пароун-Даг на

северо-западе и у горы Карачек на юго-востоке (рис. 58, разрез III). Остатки покрова можно наблюдать также вдоль северного склона хребта Ереуш. Наиболее крупный из сохранившихся западнокопетдагских покровов—Карачекский, вероятно, связан с линией главного надвига, представляя его фронтальную часть. Вдоль южного крыла Главной антиклинали протягивается вторая крупная покровная структура в районе горы Тязя-Тапылан (рис. 58, разрез III), корни которой связаны, повидимому, с большим продольным разрывом, скрытым новейшими отложениями Ходжакалинской долины. «Складка Нацкого», составляющая, по И. И. Никшичу, юго-восточное окончание Главной антиклинали Западного Копет-Дага, также разорвана вдоль северного крыла взбросом, который, возможно, является продолжением Тязятапыланского надвига, или главного надвига, обрывающего здесь северо-восточные склоны хребтов Козлы-Даг и Ахча-Даг.

В районе к юго-востоку от Нухура надвиг (по М. П. Сукачевой) затухает. Линия надвига, обрывающего северные крылья Келятинской и Дагирмандагской антиклиналей, не находит, видимо, продолжения на запад и восток. Вдоль южного конца Келятского хребта ясно намечается затухание разрыва и выдерживается полная стратиграфическая последовательность наслоений в северном крыле антиклинали (рис. 58, разрез IV). В основании западной оконечности хр. Дагирман-Даг на линии надвига вытекает известный Арчманский сероводородный источник с постоянной температурой воды 28°.

Надвиг, прослеживаемый вдоль северного склона хр. Тырнов (рис. 58, разрез V) и далее на юго-восток по южному склону Куручайской предгорной гряды, обнаруживает большое сходство с Дагирмандаг-Келятским надвигом. Линия Тырновского надвига также образует крутой изгиб в плане, меняя почти широтное направление на юго-восточное. К западу от изгиба наблюдаются пологое падение надвига и быстрое затухание его в юго-западном направлении. В востoku от хр. Тырнов надвиг приобретает все больший наклон, постепенно переходя во взброс—типичную форму разрыва для передовых хребтов Центрального Копет-Дага. На продолжении северной оконечности хр. Келят В. П. Мирошниченко обнаружил участок неокотских известняков, лежащих на палеогеновом автохтоне. Это реликт покровного панциря, связанного корнями с Тырновским надвигом. Прежнее существование аналогичного покрова следует, повидимому, предполагать также к северу и северо-западу от хр. Келят, где покров представлял фронтальную часть Дагирмандаг-Келятского надвига.

Начиная от северной оконечности хр. Тырнов линия главного надвига поворачивает на юго-восток и вдоль южного склона Куручайской гряды прослеживается до конуса р. Арваз. Дальнейшее продолжение надвига фиксируется непосредственным наблюдением тектонического контакта вдоль южного склона Актепинской гряды, к востоку от р. Арваз, где залегающие в северном крыле Елисуйской синклинали известняки нижнего баррема надвинуты на крутопадающие к северу, поставленные на голову или даже опрокинутые палеогеновые глины.

Вдоль северных склонов хр. Коу линия надвига протягивается по южному краю Актепинской гряды, где местами можно наблюдать (по А. В. Данову) изолированные участки известняков, лежащие на палеогеновых глинах и указывающие на пологий наклон сместителя. Это остатки северного крыла «второстепенной» синклинали Елису, которые можно, в сущности, рассматривать как «экзотические скалы», так как указанная синклиналь является висячим боком пологопадающего надвига.

Также к югу от ст. Келята, вдоль южного склона Келятинской гряды, падающие к югу пласты неокомских известняков надвинуты на круто наклоненные к северу палеогеновые глины и мергели верхнего мела. Вдоль северного склона хр. Улитопы разрыв фиксируется наличием теплых вод, эксплуатируемых многочисленными кяризами, головные колодцы которых расположены почти на одной прямой.

Продолжение линии главного надвига вдоль северных склонов хребтов Гин-Гол, Маркоу и Гындувар-Даг (рис. 58, разрез VII) прослеживается по выходам теплых вод Багирской группы источников, наиболее водообильных в Копет-Даге. Вода источников, имеющая практически постоянную температуру 19—21°, вытекает, как показало разведочное бурение, из сильно раздробленных серых известняков неокома; последние переходят местами в тектоническую брекчию, которая была вскрыта скважинами в 600—700 м к северу от подошвы обрыва, на глубине от 100 до 200 м. Выходы теплых вод позволяют предположительно протянуть линию надвига к юго-востоку от Багира, по краю предгорий, к устью ущелья Каранки и далее вдоль северного склона горы Хальват.

Дальше к юго-востоку продолжением главного надвига, возможно, служит взброс вдоль южного склона хр. Харвар, линия которого прослежена П. И. Калугиным далеко в пределах иранской территории. Поверхность надвига вдоль подошвы северного склона Передовой цепи в Центральном Копет-Даге круто наклонена к юго-востоку. Однако, как и в Западном Копет-Даге, крутопадающий надвиг в своей фронтальной части имеет тенденцию переходить в пологопадающий и даже приобретает характер покрова, остатки которого сохранились в виде «второстепенных складок» (Куручайская, Елисуйская и Готуратинская). В тех участках, где пологопадающая (покровная) часть надвиговой структуры уничтожена позднейшей эрозией (например, в районе Арвазского конуса или вдоль северного склона хр. Гындувар-Даг), линия главного надвига прямолинейно протягивается непосредственно вдоль подошвы Передового хребта. В местах с сохранившейся пологопадающей частью надвига линия образует криволинейные изгибы на север, окантуривая остаток покровного панциря.

К юго-востоку от Ашхабада линия надвига прослеживается вдоль северного склона хр. Гяурс-Даг, где на протяжении почти 12 км наблюдается контакт между аптскими песчаниками и гипсоносными глинами эоцена. Ряд признаков позволяет предполагать наличие надвига вдоль всего северного крыла Гяурской антиклинали.

В Восточном Копет-Даге, по северному крылу Асрякдагской складки, тектонические контакты вдоль линии надвига удается наблюдать только в области северо-западной периклинали, где крутопадающие пласты апта и альба надвинуты на верхний мел и палеоген. Вдоль северного крыла антиклинали Девянакю надвиг фиксируется тектоническим контактом меловых пород с палеогеновыми глинами (рис. 58, разрез VIII), которые в направлении на восток последовательно срезаются неокомскими, аптскими, альбскими и, наконец, верхнемеловыми отложениями. В ущелье р. Келатачай из известняков неокома вытекают теплые сероводородные источники (температура воды 20—21,5°). К юго-востоку от хр. Денгиль-Кеталь линия главного надвига, огибая юго-восточную оконечность хребта, пересекает границу. Конкретных данных о ее продолжении на иранской территории в нашем распоряжении не имеется.

Надвиги термальной зоны не объединяются в «один непрерывный надвиг», как указывает В. Н. Огнев (1937). Как было указано выше, над-

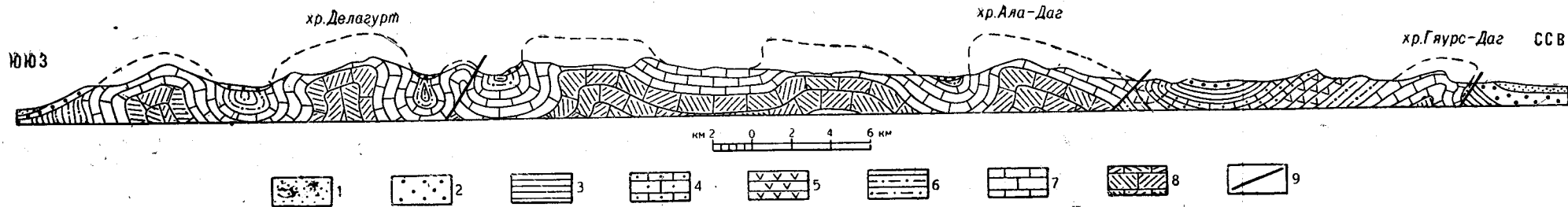


Рис. 59. Геологический разрез Копетдагского антиклиналя между Новым Кучаном и ст. Гяурс

1—аллювий и пролювий; 2—третичные континентальные отложения; 3—нижний олигоцен, верхний и средний эоцен; 4—нижний эоцен-палеоцен (сузакский и бухарский ярусы); 5—верхний мел; 6—альб и апт; 7—баррем-валанжин; 8—верхняя юра; 9—тектонические контакты

виг Кюрендагской антиклинали затухает в области Ильялинской синклинали, а надвиг Главной передовой антиклинали Западного Копет-Дага — в районе Нухура. Затухание надвигов термальной зоны прослеживается также вдоль северо-западных склонов хребтов Келят и Тырнов в Центральном Копет-Даге, в восточной периклинали Гяурской структуры и т. д.

Можно утверждать, что надвиговая дислокация термальной зоны состоит по меньшей мере из шести крупных надвигов, соответствующих выделенным выше основным антиклинальным структурам Передовой цепи. В большинстве случаев воздыманию оси передовых антиклиналей соответствует максимальная амплитуда, а погружению — затухание надвига.

ЗОНА ВНУТРЕННИХ СКЛАДОВ КОПЕТ-ДАГА

ПЛИКАТИВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ

К югу от Передовой цепи располагается зона внутренних складок Копет-Дага, в пределах которой можно выделить две подзоны: 1) подзону западного крыла Туркмено-Хорасанской дуги со свойственным ей юго-западным простиранием; 2) подзону восточного крыла Туркмено-Хорасанской дуги, для которой характерно юго-восточное простирание (см. рис. 57). К югу и юго-западу от района Арчмана в вершине Туркмено-Хорасанской дуги проходит граница между указанными подзонами. Здесь наблюдается развитие складок с дугообразно изогнутой осью; выпуклость дуги обращена к северу.

Только относительно небольшая часть зоны внутренних складок расположена в области юго-западного простирания (почти половина ее лежит в пределах советской территории). Основная площадь Копет-Дага, заключающая наиболее крупные хребты, принадлежит восточному крылу Туркмено-Хорасанской дуги. Таким образом, юго-восточное простирание является господствующим простиранием орографических и структурных элементов этой обширной горной страны.

Основная роль в структуре Копетдагской складчатой системы принадлежит мощному и сложно построенному антиклинорию, которому в рельефе отвечают цепи мощных хребтов: Хазар-Меджид, Алла-Экпер и др., расположенных в пределах Северного Хорасана. Этот антиклинорий может быть назван «Главным антиклинорием Копет-Дага»; он объединяет целую систему крупных антиклиналей, имеющих большей частью сундучную или сдавленную веерообразную форму (рис. 59). К северу и югу от Главного антиклинория группируются цепи параллельных ему антиклинальных поднятий, разделенные синклинальными понижениями, к которым приурочены наиболее крупные долины, в том числе рр. Атрек, Чандыр, Сумбар и др.

При описании пликативной структуры Копет-Дага, необходимо подчеркнуть следующую особенность в строении складок: веерообразные и сундучные формы складок удается наблюдать только в области наибольшего воздымания Копетдагского антиклинория, где в ряде антиклиналей выступают мощные известняки неокома и мальма, образующие хребты центральных и восточных районов Копет-Дага. Следуя на запад, в направлении погружения складчатой системы Копет-Дага, можно наблюдать все более спокойную и простую форму складок. В районе среднего и нижнего Атрека, в бассейне рр. Сумбар и Чандыр, а также западнее, в области развития верхнемеловых и третичных пород, встречаются преимуще-

ственно пологие складки (рис. 60). Говоря о «спокойной» структуре Западного Копет-Дага, следует иметь в виду, что на глубине она, несомненно, усложняется.

Непонятное, на первый взгляд, наличие в Копет-Даге (который опрокинут и надвинут на север) складок с южным крутым крылом и северным пологим легко объяснить, если представить, что в этих случаях мы имеем дело с опрокинутой сундучной или пережатой веерообразной складкой, северная половина которой погружена ниже земной поверхности или срезана надвигом. Примерами таких складок могут, вероятно, служить антиклинали хребтов Гауданского, Маркоу, Улитопа и др.

В пределы советской территории входит лишь небольшая часть внутренней складчатой зоны, к которой принадлежит несколько горных цепей Центрального и Западного Копет-Дага, расположенных к югу от передовых хребтов. В Центральном Копет-Даге эти цепи ориентированы в юго-восточном направлении. На западе господствуют юго-западное и западно-юго-западное (местами почти широтное) простирания.

Наиболее приподнята область, расположенная в районе к югу и юго-западу от Ашхабада, где возвышается крупнейшее горное сооружение советской части Копет-Дага — известняковый массив Гауданского хребта, сложенный породами неокомского возраста. В западном направлении наблюдается постепенное закономерное погружение складчатых цепей. Неокомские известняки, выступающие в ядре антиклиналей Центрального Копет-Дага, последовательно сменяются к западу отложениями апта, альба, верхнего мела, палеогена, и неогена, скрывающимися в области западных предгорий под толщей постплиоцена. К западу от меридиана Арчмана погружение структуры Копет-Дага на протяжении 80 км составляет приблизительно 7500 м.

Основные складки внутренней области советской части Копет-Дага располагаются следующим образом (см. рис. 57). Вдоль всего южного склона передового хребта в Центральном Копет-Даге и к югу от Гяурс-Дага прослеживается цепь брахисинклиналей, составляющих гигантскую синклиналь, вытянутую почти на 200 км в юго-восточном направлении между меридианами станций Бахарден и Гяурс. Эта синклиналь справедливо может быть названа «Главной синклиалью». Наиболее крупные из составляющих ее брахисинклиналей: Бахчинская (к югу от ст. Келята), Скобелевская (к югу от Геок-Тепе), Ванновская (Фирюзинская), Яблоновская и расположенная вдоль южного хр. Зиракев Манышская синклиналь, отделенная от Яблоновской синклинали плоскостью Харварского разрыва. Большинство перечисленных синклиналей разорвано крупными «диагональными» разрывами, секущими их оси под острым углом.

Южнее Главной синклинали вдоль государственной границы протягивается самая крупная из антиклинальных складок советской части Копет-Дага — несимметричная антиклиналь хребтов Гауданского и Массинев, только более пологое северное крыло которой находится на советской территории; поставленное на голову южное крыло почти целиком расположено к югу от государственной границы. Эта антиклиналь представляет мощный известняковый массив, разбитый тектоническими трещинами на несколько блоков. Он возникает на иранской территории к юго-востоку от верховьев р. Кельте-Чинар и продолжается в вытянутой вдоль границы цепи антиклинальных хребтов, составляя с ними пограничную антиклинальную цепь. Последние звенья этой цепи (пограничные антиклинальные хребты Палызан, Сягирим-Даг и Сангу-Даг) имеют юго-западное про-

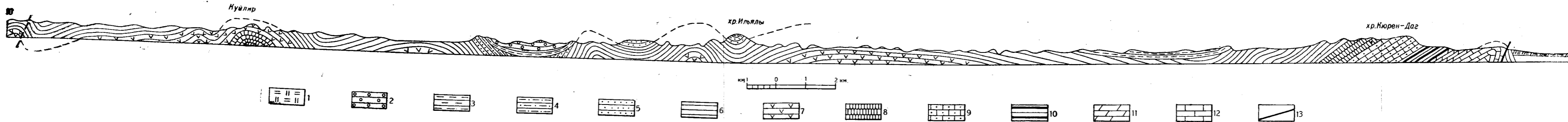


Рис. 60. Геологический разрез Западного Копет-Дага

1—аллювий и пролювий; 2—надакчагыльская (кешиньбаирская) континентальная свита; 3—акчагыл; 4—сармат; 5—средний миоцен; 6—палеоген; 7—датский ярус, сенон, турон; 8—сеноман; 9—альб; 10—апт; 11—верхний баррем; 12—нижний баррем, готерив и валанжин; 13—тектонические контакты

стирание. Таким образом, пограничная антиклинальная цепь принадлежит обоим крыльям Туркмено-Хорасанской складчатой дуги.

К югу от Геок-Тепе, между речками Алты-Яб и Секиз-Яб, от пограничной цепи отчленяется крупное антиклинальное вздутие — хр. Душак, относящееся к нередко встречаемому в Копет-Даге типу «полускладок» («фестоны» В. П. Мирошниченко). На западе структуру Центрального Копет-Дага завершают две крупные пологие антиклиналы хребтов Елликая и Мирза-Даг, ориентированные в юго-восточном направлении.

Из района аула Нухур (Арчман-Нухурский тектонический узел) веерообразно расходятся к юго-западу основные складчатые структуры Западного Копет-Дага (см. рис. 57). Наиболее крупные из них: 1) Ходжакалинская (Адждеринская) синклиналь, вытянутая вдоль южных склонов Передовой цепи; 2) антиклинальная цепь хребтов Исак и Хосар-Даг и антиклиналь Емишалли, разделяющая Ходжакалинскую и Сумбарскую долины; 3) Сумбарская синклиналь; 4) Дынгилянская (Кунузундагская) антиклинальная цепь, вытянутая вдоль водораздела между рр. Сумбар и Чандыр; 5) Чандырская синклиналь. Вдоль южного берега рр. Чандыр и Сумбар вытянута пограничная антиклинальная цепь хребтов Сангу-Даг, Сягирим-Даг и Палызан. Все это сравнительно пологие складки, постепенно погружающиеся в юго-западном или запад-юго-западном направлении. Почти все они (кроме Ходжакалинской синклинали) образованы меловыми породами.

Наконец, западная окраинная часть Копет-Дага (к западу от меридиана ст. Искандер) представляет зону интенсивной мелкой складчатости, выраженной преимущественно в третичных отложениях (см. рис. 60). Только в ядрах некоторых наиболее крупных антиклиналей выступают меловые породы (Данатинская, Обойская антиклинали и др.).

В этом районе мы наблюдаем развитие синклинальных возвышенностей (горы Кулмач, Ильялы, Эет и др.) и антиклинальных долин. Все складки здесь имеют юго-западное простирание. Некоторые из них резко асимметричны, причем встречаются складки с крутыми северными (антиклинали Чаалджинская, Куйлярская) и южными (Зирикская, Аладеринская антиклинали и др.) крыльями. В некоторых складках асимметрия выражена слабо или вообще не выражена (Ялминская, Южно-Карагезская антиклинали). Многие из антиклинальных структур Западного Копет-Дага (например, Ялминская брахискладка) представляют серьезный интерес с точки зрения возможной их нефтеносности.

ДИЗЪЮНКТИВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ

Диагональные разрывы. Новейшие исследования (П. И. Калугин, М. П. Сукачева) выяснили широкое развитие дизъюнктивных дислокаций в зоне внутренних складок, причем, в отличие от области Передовой цепи, здесь преобладают главным образом взбросо-сдвиги, сбросо-сдвиги, реже нормальные сбросы. Они достигают крупных масштабов и рассматриваются поэтому в числе основных элементов структуры Копет-Дага. Распространение и ориентировка этих разрывов подчинены следующим закономерностям (Калугин, 1945, 1946).

1. В Копет-Даге сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги являются диагональными дислокациями, ориентированными под острым углом по отношению к пликативным структурам Туркмено-Хорасанской дуги и к основному тектоническому направлению Передовой цепи.

2. В пределах юго-западной ветви Туркмено-Хорасанской дуги (Западный Копет-Даг) сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги ориентированы в северо-восточном направлении. Правые (юго-восточные) крылья сдвигов смещены к северо-востоку по отношению к левым.

3. В области юго-восточной ветви сбросо-сдвиги имеют северо-западное направление, причем смещены, как правило, левые (юго-западные) крылья.

4. Сместители сбросо-сдвигов круто наклонены соответственно в юго-восточном и юго-западном направлениях.

Наиболее благоприятные условия для развития дизъюнктивных структур представляет 1000-метровая толща неокомских известняков, которая принимает основное участие в строении крупных горных сооружений Центрального Копет-Дага, где процессы дизъюнктивной дислокации получили максимальное развитие. Именно здесь наблюдаются максимальный размах горизонтального и вертикального смещения и наибольшая протяженность диагональных разрывов по их простиранию. Наиболее крупные «диагональные» разрывы расположены в пределах Центрального Копет-Дага; их горизонтальное смещение иногда достигает 4—5 тыс. м и вертикальное 500—600 м.

Самый западный из крупных диагональных разрывов — Дегерменджикский сбросо-сдвиг — пересекает долину р. Дегерменджик в 3 км ниже ее истоков. Опушенным является юго-западное крыло, смещенное на северо-запад по отношению к сбрасывателю. Амплитуда горизонтального смещения достигает 1,5—2 км.

Следующий к востоку Гермабский сброс (сбросо-сдвиг?) пересекает почти всю советскую часть Центрального Копет-Дага от р. Пантыш до Хейрабада и прослеживается далее за рубежом до сел. Сераны. Общая протяженность Гермабского сброса достигает 70 км, вертикальное смещение до 1000 м. Гермабский разрыв представляет собой сброс с ясно выраженным шарнирным строением: юго-западное крыло повернуто вокруг горизонтальной оси, нормальной к линии разрыва, таким образом, что южная часть крыла является опущенной, а северная — приподнятой по отношению к северо-западному крылу структуры. Шарнир поворота расположен к юго-востоку от горы Шахудзя. Благодаря такому строению структура имеет характер сброса в юго-восточной части, в районе Гермабской долины и южных склонов хр. Душак, и взброса на северо-западе, в бассейне р. Бахча.

Параллельно Гермабскому сбросу от р. Бахча до хр. Душак прослеживается Бахчинский сбросо-сдвиг, расположенный в 4 км от Гермабского сброса. Опушенное юго-западное крыло этого разрыва смещено к северо-западу на 4—5 км. От северо-восточного окончания хр. Душак до Фирюзы и далее к юго-востоку по склону Гауданского хребта проходит Фирюзинский взброс, прослеживаемый до государственной границы.

К югу от Ашхабада располагаются два крупных диагональных разрыва — Куртсунский и Хунчинский, ограничивающие известняковый массив Асельминского горста. Куртсунский разрыв, отсекающий шестисотметровый вертикальный уступ западного склона хр. Асельма, издавна привлекал к себе внимание исследователей. Еще Э. Хентингтон (Huntington, 1905) отмечал взбросовый характер «Гауданской скалы», которую он наблюдал по пути в Мешхед. Вертикальное смещение вдоль круто наклоненной к юго-западу плоскости Куртсунского взброса не менее 500—600 м.

Юго-восточнее Ашхабада вдоль юго-западных склонов хребтов Харвар и Кызыл-Даг прослеживается Харварский взброс, уходящий далеко на юго-восток в пределы Ирана. Юго-западное его крыло приподнято по круто наклоненной к юго-западу плоскости более чем на 1000 м (по вертикали). На востоке серию крупных диагональных разрывов Центрального Копет-Дага завершает Восточно-Гяурский сдвиг, разрывающий Гяурскую антиклиналь к юго-востоку от хр. Гяурс-Даг. В систему диагональных дислокаций должны быть включены десятки менее крупных разрывов хребтов Гауданского, Душак и других хребтов Центрального Копет-Дага, а также бассейна рр. Сумбар и Чандыр.

Диагональные разрывы играют крупную гидрогеологическую роль: с ними связаны почти все крупные источники к югу от Передовой цепи. Почти все речки, стекающие на равнину с гор Центрального Копет-Дага (Кельте-Чинар, Фирюзинка, Алты-Яб, Секиз-Яб, Бахча и др.), питаются родниками, выходящими вдоль плоскости диагональных разрывов. В бассейне рр. Сумбар и Чандыр к диагональным разрывам приурочены промышленные месторождения барита и витерита и заслуживающие изучения месторождения полиметаллических руд.

Поперечные сбросы. Кроме диагональных разрывов в Копет-Даге, особенно в области развития нижнего мела, наблюдается множество мелких разрывов преимущественно сбросового типа. Из них наибольший интерес представляют «поперечные» сбросы, рассекающие некоторые антиклинальные складки (например, Данатинскую антиклиналь). В области Данатинской антиклинали с поперечными сбросами следует связывать происхождение встреченных здесь битуминозных образований.

МАЛЫЙ БАЛХАН

Вопросы тектоники Малого Балхана получили освещение в работах А. Д. Нацкого (1916а), В. В. Александрова и И. И. Никшича (1930), М. И. Варенцова (1940б) и др.

Хребет Малый Балхан представляет собой вытянутую с восток-северо-востока на запад-юго-запад несимметричную брахиантиклинальную складку, выраженную в меловых и третичных осадках. На поверхности сохранились главным образом более пологое южное крыло и ядро, образованное плотными известняками неокома. Северное крыло опрокинуто и, вероятно, надвинуто к северу; оно отделено от остальной части антиклинали крупным продольным разрывом (взбросом?) и погружено под земную поверхность, за исключением небольших участков, выступающих в области северо-восточной периклинали. Верхнетретичные отложения (акчагыл и апшерон), развитые в области предгорных возвышенностей вдоль северо-западного склона Малого Балхана, изогнуты в пологую синклиналь; последняя на севере граничит с пологой Перевало-Айдинской антиклиналью, вытянутой параллельно основной структуре Малого Балхана и выраженной в акчагылских и апшеронских образованиях.

Малый Балхан расположен гораздо ближе к Большому Балхану, чем к отрогам Копет-Дага, но все же, несомненно, его следует считать северо-западным окончанием Копет-Дага, о чем свидетельствуют их одинаковый возраст, общая геологическая история, ориентировка и, наконец, сама форма складок. В самом деле, Малый Балхан, как и Копет-Даг,

в основном плиоценовое сооружение, в то время как Большой Балхан образован доплиоценовой дислокацией.

По фациальному составу и, в частности, по литологическому характеру меловые и третичные осадки Малого Балхана в общих чертах почти тождественны с осадками Западного Копет-Дага, отличаясь во многом от соответствующих частей большебалханского разреза. Складки Малого Балхана, так же как и складки Западного Копет-Дага, ориентированы в юго-западном направлении, причем опрокинутая, надвинутая к северу и разорванная по северному крылу брахиантиклиналь Малого Балхана по своему строению очень близка к брахискладкам Передовой цепи Копет-Дага.

Широкая пониженная полоса, отделяющая Малый Балхан от Западного Копет-Дага (Данатинский коридор), имеет, очевидно, синклинальное строение, осложненное, однако, мелкой складчатостью, что подтверждается присутствием небольшой Кызылбаирской антиклинали между Кюрен-Дагом и восточной оконечностью Малого Балхана. Синклинальное строение Данатинского коридора подтверждено в последние годы геофизическими исследованиями.

ПРИБАСПИЙСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ

СТРУКТУРЫ ПРИБАЛХАНСКОГО РАЙОНА (ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

Северная часть Прикаспийской низменности Туркмении характеризуется большой отрицательной аномалией силы тяжести и поэтому получила в геологической литературе название Прибалханской депрессии. Она представляет собой обширную равнину с горизонтальным залеганием мощных четвертичных отложений. На этой равнине, однако, выделяется несколько изолированных возвышенностей, которые сложены интенсивно дислоцированными плиоценовыми и нижнечетвертичными отложениями. Резкий контраст между локальными участками интенсивной дислокации и громадными пространствами с ненарушенным залеганием отложений является наиболее своеобразной чертой строения Прибалханского района (рис. 61).

Для объяснения происхождения этих локальных поднятий предлагались гипотезы лакколитовой (Калицкий, 1922) или соляной тектоники (Ковалевский, 1926б), которые в настоящее время решительно отвергаются при интерпретации результатов многолетних геофизических исследований. Вопросы складкообразования и взаимоотношений между отдельными складками до сих пор остаются еще во многом неясными, а попытки составления общих схем тектоники по геологическим данным (Варенцов, 1940б) не были плодотворными. Это связано прежде всего с тем, что при построении схем совершенно не учитывались разнообразие складчатых форм в Прибалханском районе, наличие здесь сбросов различных типов и многофазность формирования всех этих тектонических форм.

Господствующей формой складок в Прибалханском районе, повидимому, является тип антиклинали *К а р а т е п е*¹ (рис. 62), впервые описанной Г. К. Орьевым в 1934 г. Эта складка вытянута в юго-западном направлении и расчленена системой поперечных сбросов с небольшой

¹ Известна в литературе под названием Худай-Даг.

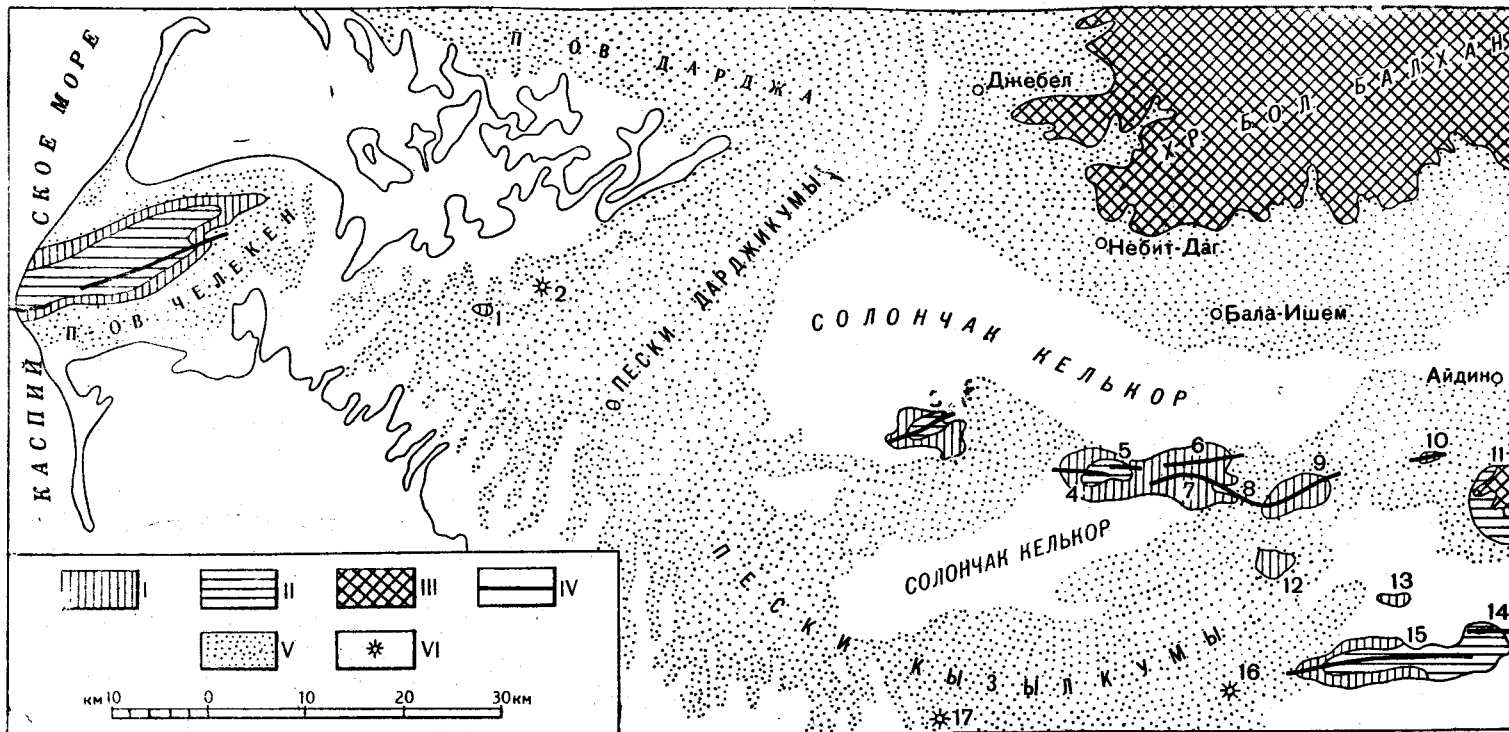


Рис. 61. Схема тектоники Прибалханского района

I—бакинский ярус; II—плиоцен; III—мезозой; IV—оси антиклиналей; V—пески; VI—бурги
 1—Милигуль; 2—Котуртепе; 3—Небит-Даг; 4—Монжуклы (южный купол); 5—Монжуклы (северный купол); 6—Северный Урунджук; 7—Южный Урунджук; 8—Тургай-Даг; 9—Каратепа (Худай-Даг); 10—Шорджа; 11—Малый Балхян; 12—Кум-Даг; 13—Кобек; 14—Сыртланла; 15—Боя-Даг; 16—Кара-чернек; 17—Малый Гогран-Даг

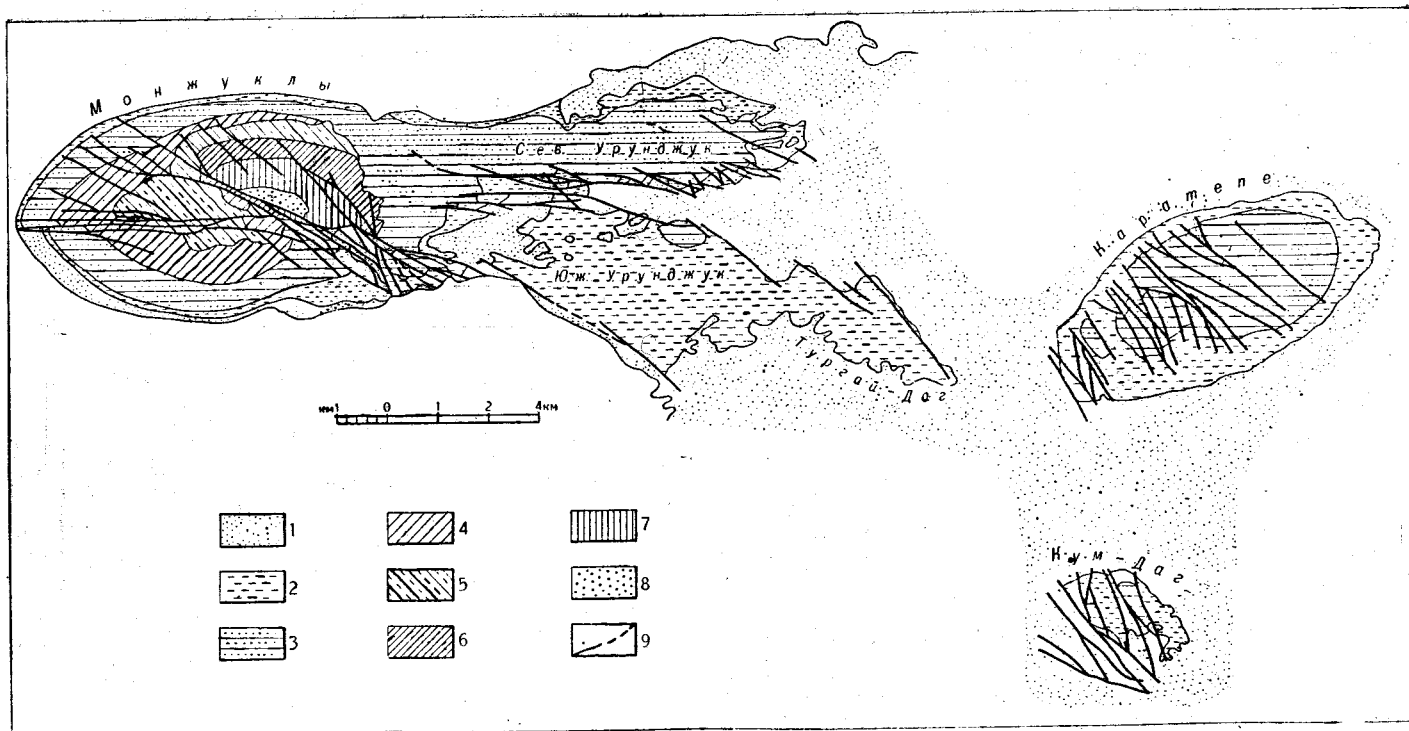


Рис. 62. Геологическая карта части Прибалханского района (от Монжуклов до Кум-Дага)

1—хазарский ярус; 2—глинистая толща бакинского яруса; 3—песчано-глинистая толща бакинского яруса; 4—верхний апшерон; 5—средний апшерон; 6—нижний апшерон; 7—акчагыльский ярус; 8—красноцветная толща; 9—линии разломов

амплитудой, до 20 м. Наклоны крыльев (из которых северное несколько более крутое) характеризуются очень пологими углами, от 2—3 до 5—6°; замеры эти произведены в бакинских отложениях, но, судя по данным глубокого бурения и по геофизическим наблюдениям, резкого увеличения угла наклона в плиоценовых слоях не происходит.

К западу на естественном продолжении Каратепинской складки располагается антиклиналь Южный Урунджук, имеющая подобное же строение, но вытянутая в северо-западном направлении и затронутая сбросовыми нарушениями лишь на своих крыльях.

Непосредственно к северу от Южного Урунджука располагается третья антиклиналь — Северный Урунджук, имеющая почти строго широтное простирание и разбитая продольными сбросами небольшой амплитуды в своде и на южном крыле.

Между обоими Урунджуками и Каратепе заключена неправильной формы синклиналь; она очень широкая и плоская на востоке между Каратепе и Северным Урунджуком, а к западу сильно сужающаяся и в самом узком пространстве между Северным и Южным Урунджуком совпадающая с зоной широтных сбросов. Можно предполагать, что поперечные сбросы Каратепе являются юго-восточным окончанием этой Урунджукской зоны сбросов, которые, следовательно, веером расходятся в юго-восточном направлении.

Тектоническое строение, подобное описанному для участка Каратепе и Урунджук, следует рассматривать как наиболее вероятное для обширных закрытых пространств Прибалханского района. Но на фоне такой сравнительно простой тектоники могут здесь обнаружиться и более сложные структуры.

В качестве примера складок, резко отличающихся по интенсивности дислокации от складок каратепинского типа, должна быть прежде всего названа антиклиналь Монжуклы (см. рис. 62). Эта складка расположена непосредственно к западу от Урунджуков, причем антиклиналь Северного Урунджука сливается с северным крылом Монжуклинской складки, а антиклиналь Южного Урунджука отделена от последней небольшим синклинальным прогибом, за которым находятся свод и южное крыло Монжуклинской складки. Переход от пологих углов наклона слоев, характерных для участка развития складок каратепинского типа, к интенсивно дислоцированным отложениям происходит очень резко, на коротком расстоянии.

В бакинских отложениях Монжуклы представляет собой куполовидную складку (отношение длинной и короткой осей приблизительно 1,5:1) с постепенно увеличивающимися углами падения слоев по мере приближения к своду от 10—12 до 20—30°. Эти отложения разбиты бесчисленными трещинами и сбросами, которые группируются в две зоны: диагональную зону Главного Монжуклинского сброса и его широтную западную ветвь. В плиоценовых отложениях, составляющих свод общего Монжуклинского купола, выделяются два более мелких купола низшего порядка, разделенных зоной главного Монжуклинского сброса.

Южный купол, отчетливо охарактеризованный падениями от 10—12° в своде до 25—35° на периферии, сложен в ядре породами среднего апшерона, а на крыльях — бакинскими отложениями. Почти посередине южного купола проходит широтная сбросовая зона (западная ветвь), состоящая из сбросов широтного и северо-западного простирания. По этой зоне отмечается некоторое опускание южной половины купола относительно северной, а на продолжении зоны к западу, в 10 км от Мон-

жуклы, В. А. Кировым среди новокаспийских отложений были обнаружены еще в 1934 г. выходы разбитых трещинами битуминозных песчаников (хвалынских?). Это позволяет предполагать продолжение сбросовой зоны к западу под наносами.

К северо-востоку от южного купола за зоной главного Монжуклинского сброса располагается северный купол (точнее полукупол) Монжуклы, обрванный с юга главным сбросом. Он сложен в ядре красноцветными и акчагыльскими отложениями, а на крыльях — апшеронскими и бакинскими; таким образом, по главному сбросу произошло значительное поднятие северного полукупола относительно всего южного

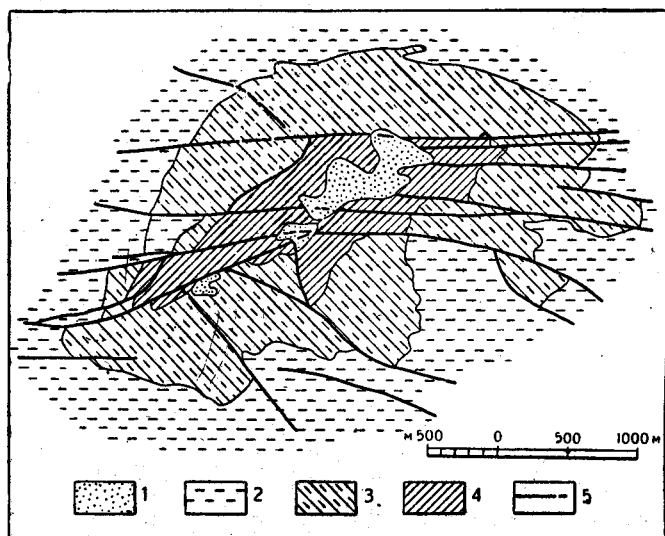


Рис. 63. Геологическая карта Небит-Дага
(по А. М. Рашкуеву, 1936 г.)

1—хвалынский ярус; 2—бакинский ярус; 3—средний апшерон; 4—нижний апшерон; 5—линии разломов

купола. Весьма характерно для северного полукупола постепенное увеличение наклона слоев по мере удаления от свода: в красноцветной свите падение от 10 до 16° , а в апшероне (выше горизонта черных глин) оно уже достигает 35 — 45° .

Зона главного сброса, ограничивающая с юга северный полукупол, представляет собой вытянутую в юго-восточном направлении полосу апшеронских и бакинских отложений, чрезвычайно интенсивно перебитых сбросами и трещинами. Ширина этой зоны колеблется, но в общем не превышает 1 км; длина же, несомненно, превосходит 10 км и, вероятно, даже достигает 20 км. Большинство сбросов крутопадающих (под углом 50° и более), и хотя в отдельности большинство из них имеет небольшие амплитуды, но в совокупности они в составе зоны главного сброса приводят к значительному опусканию (свыше 1 км) южного купола и, возможно, к сдвигу его на запад относительно северного полукупола. Зона главного сброса наиболее сильно проявляется в сводовой части Монжуклинского купола, сложенного плиоценом, а в бакинских отложениях она выражена менее резко, так как нередко к второстепенным сбросам здесь приурочены более значительные смещения.

Примерно в 20 км к запад-северо-западу от Монжуклы, среди огромного солончака Келькор, расположена небольшая возвышенность Небит-Даг, имеющая антиклинальное строение, подобное Монжуклы (рис. 63). Здесь также можно выделить два купола, разделенные зоной главного (Небитдагского) сброса, причем также отмечается опускание и горизонтальное смещение к западу южного купола относительно северного. К сожалению, местность, расположенная к западу и к востоку от Небит-Дага, в геологическом отношении еще изучена недостаточно, и взаимоотношения его с соседними складками пока остаются не совсем ясными. Можно только предполагать, что купол Небит-Дага приурочен к своду пологой и очень длинной антиклинали (подобной Каратепе), на северном крыле которой и расположено открытое в 1936 г. новое нефтяное месторождение Западный Небит-Даг.

В 18 км от Монжуклы, на юго-восточном продолжении зоны главного Монжуклинского сброса, расположена куполовидная складка Кум-Даг, впервые описанная Г. К. Орьевым. На поверхности она сложена слабо дислоцированными бакинскими, хазарскими и хвалынскими отложениями (см. рис. 62). В бакинских отложениях наблюдаются пологие (до 4°) падения слоев к северу и северо-востоку. На юго-западе распространение бакинских отложений ограничено зоной главного сброса, амплитуда смещения по которому достигает 70 м. На южном крыле сброса хазарские и хвалынские отложения залегают почти горизонтально и рассечены мелкими сбросами. После проведения глубокого бурения выяснилось, что в скрытых под четвертичными плиоценовыми отложениях происходит усиление интенсивности тектоники, хотя общий план строения и сохраняется. В красноцветных отложениях Кум-Дага (на глубине около 1 км) углы падения слоев превышают 15° (в сводовой части на северном крыле), а амплитуда сбросов достигает 120 м.

Купола Небит-Даг, Монжуклы, Кум-Даг выделяются в рельефе невысокими возвышенностями и легко обнаруживаются при гравиметрических исследованиях. Подобное же поднятие можно предполагать еще в урочище Кобек, которое расположено на юго-восточном окончании линии Монжуклы — Кум-Даг и находится всего лишь в 6—7 км севернее возвышенности Боя-Дага. В Кобеке Г. К. Орьев в 1934 г. обнаружил хвалынские битуминозные песчаники и хазарские гипсоносные глины; эти отложения разбиты серией сбросов и трещин и, возможно, полого наклонены к северу.

Чрезвычайно интересным для выяснения тектоники Прибалханского района является Челекен благодаря значительной площади обнаженных на поверхности дислоцированных пород. Как хорошо видно по геологической карте, составленной еще В. Н. Вебером и К. П. Калициким (1911), Челекен представляет собой асимметричную антиклиналь с более крутым южным крылом, вытянутую в восток-северо-восточном направлении. Ось складки проходит вдоль южного края обнаженной полосы и, таким образом, большая северная часть последней относится к северному крылу антиклинали (рис. 64). В самой северной части обнаженной полосы, почти не затронутой сбросовыми нарушениями, наблюдается пологое падение к северо-северо-западу под углом 7°. Однако далее к югу расположена зона (около 3 км шириной) отложений, интенсивно разбитых системой ступенчатых сбросов с постоянным опусканием южных крыльев; падение пластов северное, но постепенно увеличивается до 20° и более по мере приближения к оси складки. Большинство сбросов

здесь приблизительно совпадает с простираем складки, падение плоскостей сбрасывателей (за небольшими исключениями) южное.

На южном крыле складки наблюдается противоположная картина: углы падения пластов к югу быстро возрастают (от 12 до 20°) по мере удаления от оси складки. Одновременно в этом же направлении происходит и ослабление интенсивности сбросовых нарушений, причем если вблизи свода здесь преобладают сбросы северо-восточного простирания, то на периферии — северо-западного. Обнаженная часть северного крыла Челекенской антиклинали развита в три раза, чем южного.

Такое закономерное строение на Челекене выдерживается не везде, и особенно сильные отклонения приурочиваются к районам деятельности древних крупнейших грязевых вулканов: Розовый Порсугель, Алигул и За-

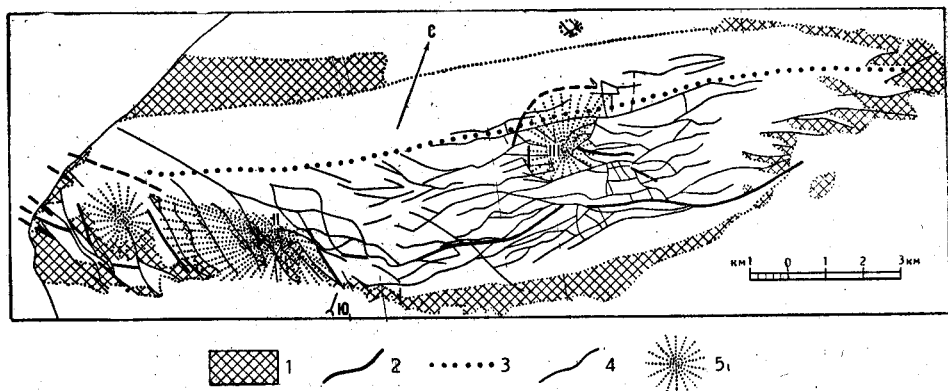


Рис. 64. Схема тектоники Челекена

1 — бакинский ярус; 2 — шарниры складок; 3 — «кажущаяся» ось складки; 4 — сбросы; 5 — грязевые вулканы области их поражения: I — Западный Порсугель, II — Алигул, III — Розовый Порсугель

падный Порсугель. Эти вулканы располагаются приблизительно в центрах небольших депрессий (5—10 км² и более), характерным признаком строения которых является постоянный наклон слоев в сторону вулкана. Такое изменение залегания слоев, несомненно, произошло в результате процессов, непосредственно не связанных с формированием общей Челекенской антиклинали, которые привели к образованию на фоне последней небольших «вторичных» складок. К ним относятся: 1) дугообразная, разорванная сбросами антиклиналь в 1—2 км северо-западнее Розового Порсугеля; 2) антиклиналь Кишмишли восточнее Алигула; 3) антиклиналь Большого Солончака между Алигулом и Западным Порсугелем; 4) антиклиналь Гяур западнее Западного Порсугеля и др. Все эти «вторичные» складки относительно невелики (2—3 км длины и до 1 км ширины), но могут иметь большое промышленное значение, так как на первой из них расположен нефтяной промысел Челекена (севернее Западного Порсугеля), а ко второй приурочены главнейшие месторождения пластового озокерита (Дагаджик).

Образование депрессий, «вторичных» складок и некоторых сбросов около древних грязевых вулканов объясняется, повидимому, провалами в связи с извержением брекчий, сопочной грязи и газа грязевыми вулканами, деятельность которых началась по крайней мере с середины апшеронского времени (Вебер и Калицкий, 1911; Порфирьев, 1931а), а возможно, даже и с ачкагыльского века.

Алигул и Западный Порсугель, которые расположены довольно близко к главной оси Челекенской антиклинали, оказали весьма сильное влияние на общие черты тектоники прилегающей местности. Около Алигула простираение пластов оказалось измененным настолько резко, что здесь совершенно затушевывается общее антиклинальное строение Челекена. Далее к западу, до берега моря в зоне влияния грязевого вулкана Западный Порсугель, главную ось антиклинали можно не вполне уверенно проводить через антиклинали Гогайри, Бокульджа, Мирзабек и Тазыкян, которые представляют собой обрывки, вероятно, когда-то единой складки, в настоящее время разорванной и смещенной по серии сбросов-сдвигов.

При первом взгляде на геологическую карту Челекена (если не обращать внимание на замеры углов падения слоев) кажется, что ось антиклинали должна была бы проходить в 2,5—3 км севернее ее действительного положения (см. рис. 64). Такое впечатление создается, если судить по форме площади распространения красноцветной свиты и более молодых отложений Челекена. Эта ложная «кажущаяся» ось почти точно совпадает с северной границей распространения сбросовых нарушений и является линией наивысшего тектонического поднятия Челекена, где обнажаются наиболее древние отложения. Учитывая асимметричность Челекенской антиклинали и вероятность наклона ее осевой поверхности на север, можно предполагать, что «кажущаяся» ось Челекена является отражением перегиба антиклинали в каких-то плотных (мезозойских) породах на значительных глубинах.

На Челекене можно выделить еще и третью тектоническую линию — линию главнейших грязевых вулканов Западный Порсугель — Алигул — Розовый Порсугель. Она занимает промежуточное положение между главной антиклинальной осью и «кажущейся» осью Челекена и, вероятно, совпадает с перегибом антиклинали на уровне самых глубоких и мощных залежей нефти и газа, являвшихся источником активности грандиозных грязевых вулканов Челекена.

Из краткого описания тектоники Челекена видно, что он отличается по своему строению как от слабо выраженных антиклиналей типа Каратепе, так и от резко выраженных небольших куполов типа Небит-Даг. Следовательно, Челекен представляет собой новый, третий тип складок Прибалханского района. Подобную же брахиантиклиналь по некоторым признакам можно предполагать непосредственно к востоку от Челекена, в окрестностях серного месторождения Котуртепе.

Здесь А. И. Смолко в 1937 г. был открыт небольшой выход (около 2 км² по площади) верхнебакинских глин и песков с раковинами *Didacna kovalevskii* В о г., очень полого (от 3 до 5°) наклоненных к югу и к юго-западу и разбитых системой широтных ступенчатых сбросов с постоянным опусканием (на 15—20 м) северных крыльев. Наличие этого выхода, а также золотых песков, пропитанных битумом и серой, в 7—8 км отсюда, в бугре Котуртепе, и каких-то коренных пород к юго-западу от этого бугра позволяет предполагать здесь существование обширной складки челекенского типа, но вытянутой, повидимому, в восток-юго-восточном направлении.

Наконец, в самой восточной части Прибалханского района можно выделить еще четвертый тип складок: узкие и длинные брахиантиклинали с довольно значительными углами наклона крыльев. Образование таких характерных форм складок, возможно, связано с относительно близким их расположением к области западного погружения Копет-Дага,

вследствие чего влияние мезозойского фундамента на формы складок в третичных отложениях могло оказаться более значительным, чем в западной части Прибалханского района.

Одной из самых характерных черт строения брахиантиклинали Боя-Даг (рис. 65) является наличие многочисленных поперечных сбросов и сдвигов, среди которых выделяется несколько более крупных сбросов с амплитудами в несколько сот метров, разделяющих антиклиналь на

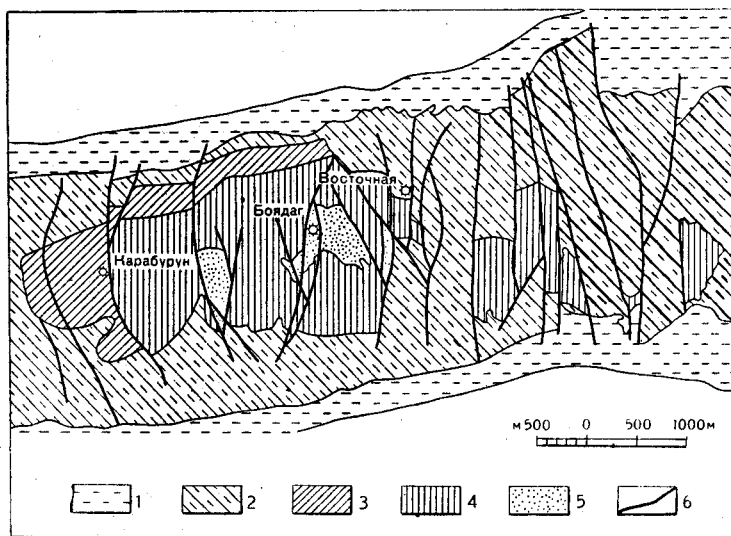


Рис. 65. Геологическая карта Боя-Дага (по В. Б. Порфирьеву с дополнениями А. И. Смолюк)

1—бакинский ярус; 2—средний апшерон; 3—нижний апшерон; 4—акчагыльский ярус; 5—красноцветная толща; 6—линии разломов

ряд больших блоков — горстов и грабенов. В плиоценовых отложениях Боя-Дага ось антиклинали имеет почти строго широтное простирание и на востоке периклинально замыкается южнее антиклинали Сыртланли, расположенной кулисовидно к Боя-Дагу; однако в четвертичных (бакинских?) отложениях последнего можно уловить некоторое смещение оси антиклинали в восточной части к северу, т. е. прямо на главную (северную) антиклиналь Сыртланли. Таким образом, здесь более четко, чем на складках типа Челекенской и Небитдагской, наблюдается расхождение между осями складок в различных по возрасту отложениях. Совершенно ясно, какое большое значение будут иметь эти факты при проведении бурения на глубокие горизонты нефти.

Далеко ли к западу в Прибалханском районе могут встретиться складки типа Боядагской, пока еще трудно сказать. В связи с этим уместно упомянуть, что на естественном продолжении оси Боя-Дага к западу предполагается существование поднятий на участке выхода битуминозных песков в бугре Куйджок (или Карачернек), открытого в 1930 г. В. Б. Порфирьевым 10 км западнее Боя-Дага, а также потухшего грязевого вулкана Малый Гогран-Даг, открытого в 1936 г. Б. Б. Лерманом в 40 км западнее Боя-Дага, почти на меридиане горы Небит-Дага.

Прибалханский район с различными типами своих складок, несомненно, продолжается к западу и под уровнем Каспийского моря. С. А. Ковалевский (1934) и позднее В. Ф. Соловьев (1954) указывают, что к запад-северо-западу от Челекена на протяжении 125 км располагается ряд подводных грязевых вулканов: банки Жданова, Губкина, Ливанова и Безымянная. Самым крупным из этой группы подводных вулканов является банка Ливанова, открытая после сильного газового извержения во время Красноводского землетрясения в 1895 г., когда над морем (имевшим здесь до того глубину свыше 100 м) поднялся значительный остров сопочной брекчии. Вскоре этот остров был размыт, но глубина моря над ним, в связи с нередкими извержениями газов и излияниями сопочной брекчии, все время менялась, и в частности осенью 1930 г. банка Ливанова опять поднималась до надводного острова высотой 5 м.

Таким образом, среди небольшого числа (порядка 10) обнаженных на дневной поверхности и детально изученных антиклиналей Прибалханского района можно выделить по крайней мере четыре типа складок, отличающихся формой и размерами своей площади, высотой поднятия свода, крутизной наклона крыльев и т. д. (рис. 66). Характеристика различных типов складок Прибалханского района приводится в табл. 8.

Таблица 8

Характеристика основных типов складок Прибалханского района

Типы антиклиналей	Размеры антиклиналей в км		Мощность обнажен- ных пород в м	Наклоны крыльев
	длина	ширина		
Каратепе (также Южный и Северный Урунджук)	10	3	до 100	до 5°
Небит-Даг (также Монжуклы, Кум-Даг и Кобек)	6	4	" 1500	" 45°
Челекен (также Котуртепе)	30	8	" 1000	" 20°
Боя-Даг (также Сыртланли)	16	4	" 1000	" 40°

Все антиклинали Прибалханского района разбиты большим количеством сбросов, причем их взаимоотношения со складками оказываются не одинаковыми. На складках типов Челекен и Каратепе сбросовые зоны совпадают с некоторым прогибом свода антиклинали, образование которого, повидимому, является следствием не складчатых, а сбросовых нарушений. Напротив, на складках типов Небит-Даг и Боя-Даг сбросы приводят к некоторому увеличению антиклинального поднятия свода. Наконец, следует иметь в виду, что, кроме локальных сбросов (не выходящих за пределы отдельных антиклиналей), на Небит-Даге, Монжуклы, Кум-Даге и, вероятно, других складках имеются так называемые «главные сбросы», отличающиеся большой амплитудой (например, на Монжуклы свыше 1000 м) и продолжающиеся далеко за пределы отдельных антиклинальных поднятий.

Формирование складок и сбросов в плиоценовых и четвертичных отложениях Прибалханского района происходило в течение ряда фаз. Перед началом акчагыльской трансгрессии произошло общее опускание впадины Южного Каспия. Глубина акчагыльского моря в Прибалханском районе не превышала нескольких десятков метров, хотя берега

моря и отстояли здесь довольно далеко. В течение акчагыльского века на Челекене образовывались местные вспучивания и провалы (отразившиеся в резких колебаниях мощности осадков), вероятно связанные с деятельностью мощных грязевых вулканов. В более восточной части

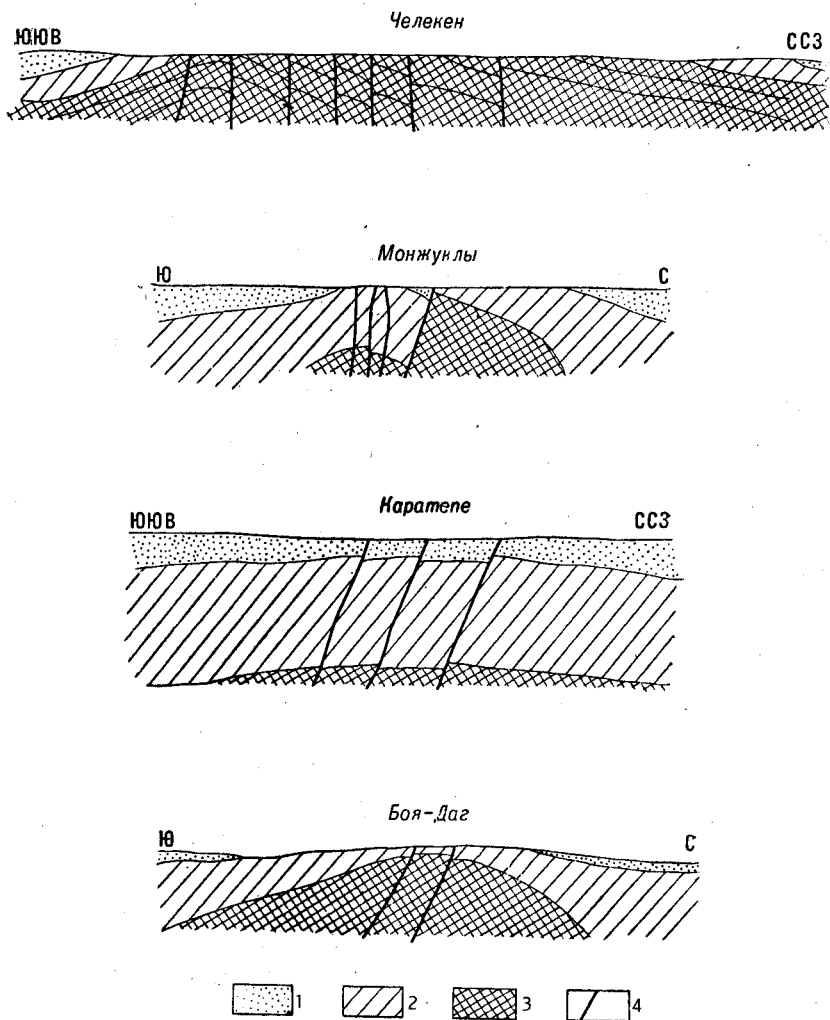


Рис. 66. Схематические профили через антиклинали Прибалханского района
1—четвертичные отложения; 2—апшерон и акчагыл; 3—красноцветная толща; 4—сбросы

Прибалханского района, от Монжуклы до Малого Балхана, глинистая толща акчагыла разделена двумя песчаными пачками, свидетельствующими о двукратном повышении этого района; этот вывод подтверждается, в частности, существованием небольшого размыва в основании верхней песчаной пачки акчагыла.

Как правильно указывал еще Н. И. Андрусов (1923), «смена акчагыльского бассейна апшеронским шла, повидимому, без заметных пер-

турбаций; где апшерон и акчагыл находятся вместе, они залегают спокойно и согласно друг на друге». Однако небольшие тектонические поднятия все же происходили на всех крупных антиклиналях Прибалханского района в начале апшеронского века. На это указывают внутрипластовые нарушения (типа подводных оползней), обнаруженные в нижней части апшерона на Челекене, Монжуклы, Боя-Даге и Малом Балхане.

Первое региональное отчетливое угловое несогласие установлено в отложениях среднего апшерона по так называемому горизонту «i», по стратиграфической схеме В. Н. Вебера и К. П. Калицкого (1911). На Челекене отложению этого горизонта предшествовали тектонические движения, которые привели к угловому несогласию с более древними отложениями до 10—20°; судя по сопоставлению разрезов в различных частях Челекена, перед отложением горизонта «i» была смыта толща нижнеапшеронских отложений мощностью 100—130 м, а местами даже свыше 200 м (у оз. Розовый Порсугель) и 300 м (в восточной части Чохрака).

На Небит-Даге и Монжуклы, повидимому, то же угловое несогласие по горизонту «i» проходит почти на 250 м выше подошвы среднеапшеронских отложений; на северном склоне Монжуклы это угловое несогласие наблюдается на очень небольшом протяжении (а далее оно скрыто под покровом бакинских отложений) и выражается только в расхождении простираания пластов: выше горизонта «i» простираание ВЮВ 96°, а ниже В 91°. На южном склоне Боя-Дага горизонт «i» трансгрессивно залегает непосредственно на акчагыльских отложениях, а на северном склоне этот же горизонт отмечен среди среднеапшеронских отложений. Таким образом, оказывается, что перед отложением горизонта «i» на южном склоне Боя-Дага (и, вероятно, во всей восточной половине на обоих склонах) была смыта толща апшеронских и акчагыльских отложений мощностью до 250—275 м. Угловое несогласие и трансгрессивное залегание среднего апшерона на акчагыльских и даже меловых отложениях наблюдается по восточной окраине Прибалханского района, на северном склоне Данатинского хребта и на южном склоне Малого Балхана.

Таким образом, предположение о наличии в Прибалханском районе углового несогласия в основании среднего апшерона, повидимому, не совсем точно, хотя и принято пока всеми геологами. Более правильно считать, что это несогласие в Прибалханском районе проходит среди среднеапшеронских отложений, иногда на 250 м выше их подошвы.

Перед отложением осадков бакинского яруса по так называемому горизонту «п» повсеместно наблюдается резкое угловое несогласие до 10—24° и сильный размыв подстилающих отложений (Вебер и Калицкий, 1911; Калицкий, 1914 г.). На Челекене, Небит-Даге, Монжуклы и Боя-Даге местами была смыта толща апшеронских и более древних отложений мощностью до 500—600 м. Очевидно, именно в эту фазу складчатости и были в основном сформированы складки типов Челекена, Небит-Дага и Боя-Дага. Кроме того, детальный анализ тектоники позволил установить, что перед началом бакинского века на Челекене уже существовали некоторые сбросы (Смолко, 1936б). Подобный же древний сброс на Монжуклы в конце апшеронского века имел, по подсчетам А. И. Смолко, амплитуду в 600 м. Существование древних апшеронских сбросов можно предполагать и на всех других резко выраженных структурах (Небит-Даг, Кум-Даг и Боя-Даг).

Сравнительно небольшое угловое несогласие (до 5°) предшествовало отложению хазарского яруса, так называемого горизонта «г». На Челекене в окрестностях оз. Розовый Порсугель перед хазарским веком были нацело смыты бакинские отложения мощностью до 150 м. Сравнение разрезов из различных пунктов Урунджука показывает, что перед хазарским веком здесь местами были смыты бакинские отложения мощностью до 50 м. Можно полагать, что с этой фазой дислокации связано начало формирования складок типа Каратепе.

Однако основная фаза формирования всех антиклинальных поднятий и сбросов произошла перед хвалынским веком (для однообразия этот горизонт удобно было бы назвать буквой «т»). Отложения хвалынского яруса залегают почти горизонтально, но иногда разбиты трещинами и небольшими сбросами (на Кобеке, Кум-Даге, Тургай-Даге, вероятно также в Куйджоке и Котуртепе). Явления активной сейсмичности в Прибалханском районе свидетельствуют о том, что тектонические процессы не прекратились и в настоящее время.

ГЛУБИННАЯ ТЕКТОНИКА ПРИКАСПИЙСКОЙ НИЗМЕННОСТИ (ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

Прикаспийская низменность занимает большую территорию (около 50 тыс. км²), простирающуюся вдоль восточного берега Каспийского моря; на севере она ограничена хребтами Куба-Дага и Большого Балхана, на юге — горной цепью Эльбурса, с востока — затухающими отрогами Западного Копет-Дага. Рассматриваемая территория представляет собой область регионального развития мощных кайнозойских отложений, слагающих обширную депрессию с весьма сложной и разнообразной глубинной тектоникой.

В тектоническом отношении эта область изучена еще недостаточно. Широкое распространение здесь четвертичных и современных отложений, в незначительной степени затронутых новейшими тектоническими движениями, исключает возможность изучения глубинной тектоники этой обширной территории обычными геологическими методами. Большие же мощности четвертичных отложений затрудняют применение крелиусного бурения. Поэтому до недавнего времени вопросы региональной тектоники решались здесь путем широких экстраполяций геологических данных.

Геологические исследования проводились преимущественно в периферических частях Прикаспийской низменности—в пределах складчатых сооружений Западного Копет-Дага, Большого и Малого Балханов, а также на антиклинальных структурах Прибалханского района, сложенных верхнетретичными и нижнечетвертичными отложениями и выделяющихся на общем фоне равнины в виде отдельных возвышенностей. В юго-западной части Прикаспийской низменности геологические исследования ограничивались обычно изучением распространенных здесь грязевых вулканов. Глубокое бурение производилось исключительно на нефтяных месторождениях и до недавнего времени было сосредоточено главным образом на Челекене и Небит-Даге. В последние годы были разведаны глубоким бурением структуры: Кумдагская, Боядагская, Каратепинская, Монжуклинская и Урунджукская и пробурены отдельные скважины на Миасере и Кеймире.

Для изучения глубинного строения этой обширной области, по инициативе И. М. Губкина, начиная с 30-х годов, стали применяться различные методы геофизической разведки.

При этом в первые годы исследований не всегда была возможна однозначная геологическая интерпретация получаемых материалов вследствие постановки геофизических работ в малом объеме и на изолированных площадях, неразработанности методики разведки, а также в связи со сложностью и разнообразием глубинного строения рассматриваемой территории.

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ПО ТЕКТЕНИКЕ ПРИКАСПИЙСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Из наиболее ранних работ, касающихся строения северной части региона, следует упомянуть работы А. П. Иванова (1901б, 1903), который связывал образование структур Челекена и Небит-Дага со сбросовой тектоникой.

В. Н. Вебер и К. П. Калицкий (1911) на основании детального изучения геологии п-ова Челекен также указывали на большую роль в строении района дизъюнктивных нарушений, но вместе с тем отмечали сравнительно небольшую их протяженность. Особо подчеркивалась ими «оригинальность» тектоники Челекена: «Среди слабо нарушенных пород бакинского яруса (в «кольце») мы имеем в высшей степени интенсивную тектонику внутри этого кольца и на небольшом пространстве». Подобный же тип тектоники отмечается ими и на Небит-Даге. «Такого рода тектоника вызвана вулканическими силами».

Некоторые общие соображения о региональной тектонике Прибалханского района впервые были опубликованы Н. И. Андрусовым (1923), по мнению которого, «по всей вероятности, мы имеем тут дело с обширным, сильно раздробленным сбросами полем опускания, среди которого осталось несколько небольших горстов, как-то: остров Челекен, Нефте-Даг, Боя-Даг и, может быть, некоторые другие возвышенности».

Почти одновременно с Н. И. Андрусовым, обобщая данные своих многолетних исследований на отдельных структурах Прибалханского района и развивая ранее высказанные совместно с В. Н. Вебером идеи, К. П. Калицкий (1922) выступил с утверждением, что «Челекен, Нефте-Даг, Монжуклы и Боя-Даг обязаны своим происхождением подземной интрузии».

К 30-м годам идея К. П. Калицкого о лакколитовом происхождении Прибалханских структур получила наибольшую популярность среди геологов. А. Е. Ферсман (1929), развивая эту гипотезу, охарактеризовал интрузии в недрах Челекена как вулканический очаг, находящийся под островом на сравнительно небольших глубинах и выделяющий при постепенном остывании сольфатарные и мофеттные газы.

С. А. Ковалевский, начиная с 1926 г., в ряде статей (1926б, 1934) выступил с предположением, что действие вулканических сил в Прикаспийской низменности осложнено соляно-гипсовой тектоникой. Он полагал, что тектоника Небит-Дага и других подобных структур осложнена соляно-гипсовыми штоками, развивавшимися на базе скрытых изверженных куполов, и что интрузии происходили в послебакинское время. Основные доказательства наличия значительных залежей соли в недрах Туркмении он видел в высокой минерализации вод Челекена, Небит-Дага и Боя-Дага и в появлении гипсов на Красноводском полуострове.

Несколько позднее к предположению о возможном существовании соляно-гипсовой тектоники, осложняющей погребенные антиклинальные структуры мезозоя, пришел Ю. А. Косыгин (1933).

В 1930—1932 гг. В. Б. Порфирьев (1938а, 1941), основываясь на лабораторно-экспериментальных работах Ирвина и Линка, объяснял своеобразный генезис прибалханских структур (на примере Боя-Дага, Сыртланли и Челекена) горизонтальным давлением с юга на комплекс компетентных (акчагыльские и апшеронские глины) и некомпетентных (пески и песчаники красноцвета) отложений.

Проведенные в 30-х годах первые геофизические исследования (В. В. Федынский, А. А. Шрейдер, Ю. Н. Годин, А. М. Ивонин, Ф. А. Арест и др.) показали ошибочность воззрений С. А. Ковалевского и К. П. Калицкого.

В районе прибалханских структур на фоне обширного регионального минимума силы тяжести были установлены наличие слабых относительных положительных аномалий силы тяжести и отсутствие резко выраженных магнитных аномалий, что опровергало возможность существования соляно-гипсовых штоков и существование неглубоко залегающих лакколлитов изверженных пород. В 1932 г. в результате проведенных региональных маятниковых исследований В. В. Федынским и А. А. Шрейдером (Архангельский и Федынский, 1936; Шрейдер, 1948) впервые было сделано заключение о приуроченности известных на севере Прикаспийской низменности структур к обширной Прибалханской депрессии и намечены ее общие контуры.

В пределах депрессии, по мнению большинства геологов, развиты разобщенные изолированные куполовидные поднятия, сильно перебитые сбросами (А. И. Смолко, А. М. Рашкуев, Б. Б. Лерман и др.) и разделенные обширными пространствами с ненарушенным залеганием слоев. Особо подчеркивались незначительные размеры выявленных поднятий: так, размеры Небитдагского купола по обнаженной его части оценивались в $3 \times 5 \text{ км}^2$, Монжуклинского — $4 \times 5 \text{ км}^2$. Указывалось, что вопрос о взаимосвязи складок и куполов остается неясным, а сферы влияния отдельных куполов на окружающую территорию незначительны.

На основании обобщения накопившегося геологического материала и широких экстраполяций и аналогий В. Б. Порфирьевым (1941) и М. И. Варенцовым (1940а, б) были предложены новые гипотезы о геологическом строении Прибалханского района и взаимосвязи отдельных структур.

В. Б. Порфирьев, оставаясь на своих старых позициях по вопросу формирования отдельных структур, пришел к следующим выводам по региональному геологическому строению Прибалханского района (1941):

«Основные структурные линии Западного Копет-Дага имеют продолжение в пределах низменности, где развиты также типичные, вытянутые в широтном направлении, складки... В тектоническом отношении структуры эти являются антиклинальными складками коробчатого строения, разбитыми колоссальным количеством сбросовых трещин эпиантиклинального характера, т. е. образовавшихся в процессе формирования складок... Сбросы имеют максимальную амплитуду вертикального смещения в центральных частях складок и быстро уменьшают ее, сходя на нет, к периферийным частям складок».

Наряду с существованием эпиантиклинальных разрывов В. Б. Порфирьев предполагал наличие двух крупных региональных сбросов вдоль южного крыла Большого Балхана и в центральной части депрессии. Некоторые обнаруженные геологической съемкой небольшие поднятия (структура Кобек и др.) он считал связанными с развитием местного

«дизъюнктивного характера нарушений, которые невозможно считать складками».

М. И. Варенцов (1940а) трактовал глубинное геологическое строение Прикаспийской низменности как прямое продолжение складчатости Копет-Дага, протягивая тектонические линии в пределах Прикаспийской равнины в широтном направлении. При этом он полагал, что «брахиантклинальные складки располагаются обычно цепочкой, четкообразно следуя одна за другой вдоль определенных антиклинальных линий». М. И. Варенцов отмечал также постепенное уменьшение размеров брахиантклиналей и куполов по мере их удаления от Копет-Дага.

Наиболее дискуссионными явились вопросы геологического строения центральной и юго-западной частей Прикаспийской низменности. Большинство геологов (М. И. Варенцов, П. Г. Суворов, А. М. Рашкуев и др.) по аналогии с сопредельными районами ожидали здесь также развития складок широтного простираения. Прямо противоположную точку зрения высказал А. И. Косыгин (1932), который, основываясь на географическом расположении грязевых вулканов, выдвинул предположение о возможном наличии здесь меридионального простираения тектонических линий. Грязевые вулканы он приурочивал к сводовым частям поднятий. Данные вариометрических измерений А. М. Ивонина, Ф. А. Арест и Л. А. Юрковой (Лукавченко и Ивонин, 1940) не противоречили предположению А. И. Косыгина, а сейсмические работы методом отражения волн, проведенные в 1943—1946 гг. Н. М. Фуфаевым к востоку от грязевого вулкана Кеймир, подтвердили наличие в этом районе складок, имеющих меридиональное простираение (Миасер и Акэсер).

Проведенные за последние годы обширные комплексные геофизические исследования с преобладающим объемом сейсмических работ, в совокупности с результатами глубокого бурения разведочных и опорных скважин объединения Туркменнефть, дали возможность более обоснованно подойти к трактовке тектоники этого сложно построенного региона. Однако и до сего времени целый ряд важнейших вопросов остался неразрешенным или спорным.

В основу настоящих тектонических построений положены геофизические работы, выполнявшиеся на протяжении 1943—1951 гг. коллективом работников треста Среднезфтегеофизика (б. Туркменская геофизическая контора) под руководством Ю. Н. Година, а также использованы материалы геофизических исследований, проводившихся в более ранний период.

ТЕКТНИКА ПРИКАСПИЙСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

По данным сейсмических и гравиметрических исследований, рассматриваемой территории соответствует огромная региональная депрессия, современные контуры которой обозначились еще в конце палеогенового — начале неогенового времени. Депрессия выполнена мощной толщей (от 3—5 км и более) неогеновых и четвертичных терригенных отложений.

На гравиметрических картах депрессия четко выделяется в виде регионального минимума силы тяжести, со сложным, но закономерным распределением аномалий силы тяжести в его пределах. К северу от него располагается огромный по площади Красноводский максимум силы тяжести. Область гравитационного максимума характеризуется повышенными значениями магнитного поля.

Такие крупные колебания аномалий силы тяжести свидетельствуют о значительных перемещениях в земной коре масс различной плотности и являются, как и характер изменения магнитного поля, типичными для краевых депрессий альпийских геосинклинальных областей. Аналогичная структура гравитационного поля наблюдается и на западном берегу Каспия в пределах Апшерон-Нижнекуруинской депрессии.

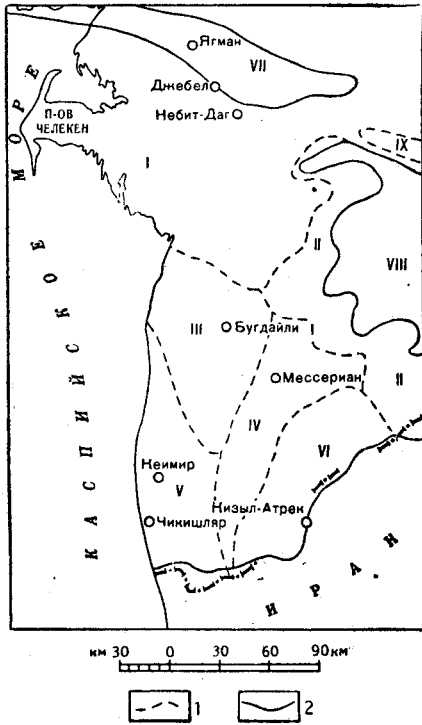


Рис. 67. Схема тектонического районирования Прикаспийской низменности

I—Прибалханская депрессия; II—зона погружения антиклиналей Западного Копет-Дага; III—Бугдайлинская переходная зона; IV—Мессеррианская складчатая зона; V—Кеймиро-Чикишлярская зона; VI—Кизылатрская депрессия; VII—Кубадаг-Большешалханская мегантиклиналь; VIII—Западный Копет-Даг (включая Малый Балхан); IX—Прикопетдагский переходовый прогиб

1—контуры тектонических зон, выделяемых по геофизическим данным; 2—контуры складчатых сооружений Западного Копет-Дага и Большого Балхана

мощного комплекса неогеновых и четвертичных отложений, залегающих как на бортах, так и на большей части структур на размытой поверхности более древних образований. Последний вывод подтверждается данными глубокого бурения на Балаишемских структурных террасах северного борта депрессии, а большие мощности неогеновых и четвертичных отложений установлены глубоким бурением как в северной, так и в южной (Миасер и Кеймир) частях депрессии.

По данным комплексных геофизических исследований, в пределах Прикаспийской депрессии можно выделить ряд тектонических зон второго порядка, характеризующихся специфическими особенностями глу-

Сейсмическая разведка методом отраженных волн четко фиксирует протяженные отражающие горизонты до глубины 3—5 км. Как характер получаемых отражений, так и однообразный закон изменения средних и пластовых скоростей распространения упругих колебаний позволяют предполагать повсеместное развитие до указанных глубин рыхлых песчано-глинистых отложений.

Ниже этих глубин методом отраженных волн обычно фиксируются отдельные площадки, а на многих участках отмечаются и угловые несогласия в залегании сейсмических горизонтов. Это, вероятно, связано с наличием поверхности размыта и залеганием ниже этой поверхности более массивных и менее литологически расчлененных пород. Проведенные в северной части низменности работы корреляционным методом преломленных волн показали, что, действительно, с этими глубинами связано увеличение пластовых скоростей распространения упругих волн до 4500—5500 м/сек. Такие значения скоростей в Юго-Западной Туркмении обычно соответствуют песчано-карбонатному комплексу мезозойских отложений.

По результатам сейсмических работ в пределах всей депрессии устанавливается широкое развитие

бинного геологического строения и имеющих несколько отличную историю геотектонического развития (рис. 67): 1) Прибалханская депрессия; 2) зона погружения антиклиналей Западного Копет-Дага; 3) Бугдайлинская переходная зона; 4) Мессерианская складчатая зона; 5) Кеймиро-Чикишлярская зона; 6) Кызылатрекская депрессия.

Прибалханская депрессия

Прибалханская депрессия охватывает всю северную часть Прикаспийской низменности и протягивается от предгорий Копет-Дага в ЗСЗ направлении к югу от горных сооружений Куба-Дага и Большого Балхана. Замыкание ее намечается по маятниковым наблюдениям западнее п-ова Челекен. Южная ее граница проводится условно по широте грязевого вулкана Гогран-Даг, где она соприкасается с Бугдайлинской зоной. На гравиметрической карте эта депрессия четко выделяется в виде регионального минимума силы тяжести. Центральная часть минимума простирается от Небит-Дага на востоке до Котуртепе на западе.

Геоманнитное поле Прибалханской депрессии характеризуется малоинтенсивными отрицательными аномалиями (до -100 гамм). Положительные магнитные аномалии отмечаются уже за контуром депрессии по северной ее границе, где они достигают $+200$ гамм.

По геофизическим данным, Прибалханская депрессия характеризуется погружением мезозойского ложа и мощным развитием кайнозойских отложений, образующих ряд складок. Более 95% территории депрессии закрыто современными отложениями.

На фоне равнины, сложенной с поверхности мощным комплексом современных отложений, выступают в виде отдельных небольших островков куполовидные, сильно разбитые тектоническими нарушениями поднятия: Челекен, Монжуклы, Боя-Даг, Сыртланли, в размытых сводах которых обнажены отложения красноцветной толщи; Небит-Даг, сложенный с поверхности апшеронскими отложениями; Северный и Южный Урунджуки; Кум-Даг и Каратепе (Худай-Даг), сложенные с поверхности бакинскими отложениями. Также имеются отдельные выходы бакинских отложений, нарушенных дизъюнктивами в районе Котуртепе, Тургай-Дага, Кобека и Куйджок. Все перечисленные структуры изучены только в наиболее приподнятых частях, где коренные породы выходят на поверхность. Периклинальные окончания структур охарактеризованы только сейсмическими исследованиями.

Помимо перечисленных известных структур, в пределах Прибалханской депрессии, по данным геофизических исследований, имеют место еще целый ряд погребенных структур, скрытых под современными образованиями: Котуртепинская, Кызылкумская, Монжуклы II, Тузлучайская, Кобекская, Западно-Боядагская, Южно-Боядагская, Узунадинская, Эрдеклинская, Белекская и др. По данным сейсмических работ, эти структуры имеют весьма крупные размеры, в 10 и более раз превышающие размеры складок, видимых на поверхности.

Следует особо отметить весьма важную закономерность в распределении структур Прибалханского района и характер изменения их тектонического строения. В восточной части депрессии на сравнительно небольшой площади сосредоточено наибольшее количество структур, условно объединяемых в Восточно-Прибалханскую группу складок. В западной части депрессии более отчетливо выделяется расположение

структур вдоль определенных тектонических зон, причем структуры имеют здесь значительно более крупные размеры, разделены крупными синклиналими и удалены одна от другой на значительные расстояния. Описание тектонического строения Восточно-Прибалханской группы складок приводится ниже.

Крылья и периклинали некоторых крупных структур осложнены более мелкими поднятиями низшего порядка, типа недоразвитых брахискладок, структурных террас и структурных носов, высота которых по менее развитому крылу не превышает 100—200 м, длина 2—8 км и ширина 1—2 км.

К подобным структурам низшего порядка можно отнести куполовидные поднятия на северном крыле Котуртепинской антиклинали (Овал-Товал), восточной периклинали Монжуклинской (Северо-Урунджукское), западной периклинали Малого Балхана (Западно-Малобалханское), на южном крыле Белекской структуры (Дарджинское и др.), ряд мелких складок на западной периклинали и крыльях Эрдеклинской складки и др. К этой же категории можно отнести структуры относительно больших размеров: Кобекскую, расположенную на северном крыле Боядагской складки; Тузлучайскую и Ялминскую, осложняющие западную периклинал меловой Данатинской антиклинали, и др. К структурам низшего порядка можно отнести также Южно-Урунджукское, Тургайдагское и Ярыхлинское поднятия, приуроченные к зонам региональных разломов.

По данным геофизических исследований, структуры, развитые в пределах депрессии, имеют основное простирание широтное или ВСВ—ЗЮЗ, обычно расположены кулисообразно и приурочены к определенным зонам поднятий. С известным приближением выделяются две основные зоны поднятий: Центральная Прибалханская и Боядагская, разделенные глубокой Кызылкумской синклиналью (рис. 68).

Центральную зону поднятий образуют структуры, характеризующиеся наибольшими размерами. Наиболее крупными складками этой зоны являются: Челекенская — общая протяженность которой более 60 км, при ширине 18 км и высоте поднятия более 2000 м; Котуртепинская — протяженностью свыше 40 км; Небитдагская — ось которой прослежена на протяжении около 25 км, при высоте поднятия 3000 м. Несколько меньшими размерами характеризуется Монжуклинская структура (длина 12 км, высота поднятия около 1000 м); значительно меньшие размеры имеют структуры Урунджукская, являющаяся «структурным носом» Монжуклинской (длина 8 км, высота поднятия около 200 м), и Каратепинская (длина 10 км, высота поднятия около 500 м).

Боядагская зона поднятий наиболее четко выражена в своей восточной части структурами Сыртланлинской и Боядагской, которые, по данным сейсморазведки, разделены серией сбросов, а в крыльевых частях сливаются в одну крупную складку — Боядаг-Сыртланлинскую (см. рис. 68). Длина ее превышает 30 км при ширине около 8 км и высоте по южному крылу более 2500 м. Западнее расположена Куйджокская складка, отмечающаяся геологическими съемками Б. Б. Лермана и зафиксированная аэрогеологической съемкой В. П. Мирошниченко¹. Еще западнее, вблизи берега моря, рекогносцировочными сейсмическими работами намечено крупное Эрдеклинское поднятие, общая длина которого, по видимому, превышает 22 км, ширина 12 км и высота 1000 м.

¹ По рекогносцировочным данным сейсморазведки, представляет собой седловину между крупными структурами — Эрдеклинской и Боядаг-Сыртланлинской

В восточной части Прибалханской депрессии, между указанными основными зонами поднятий, по данным сейсморазведки условно выде-

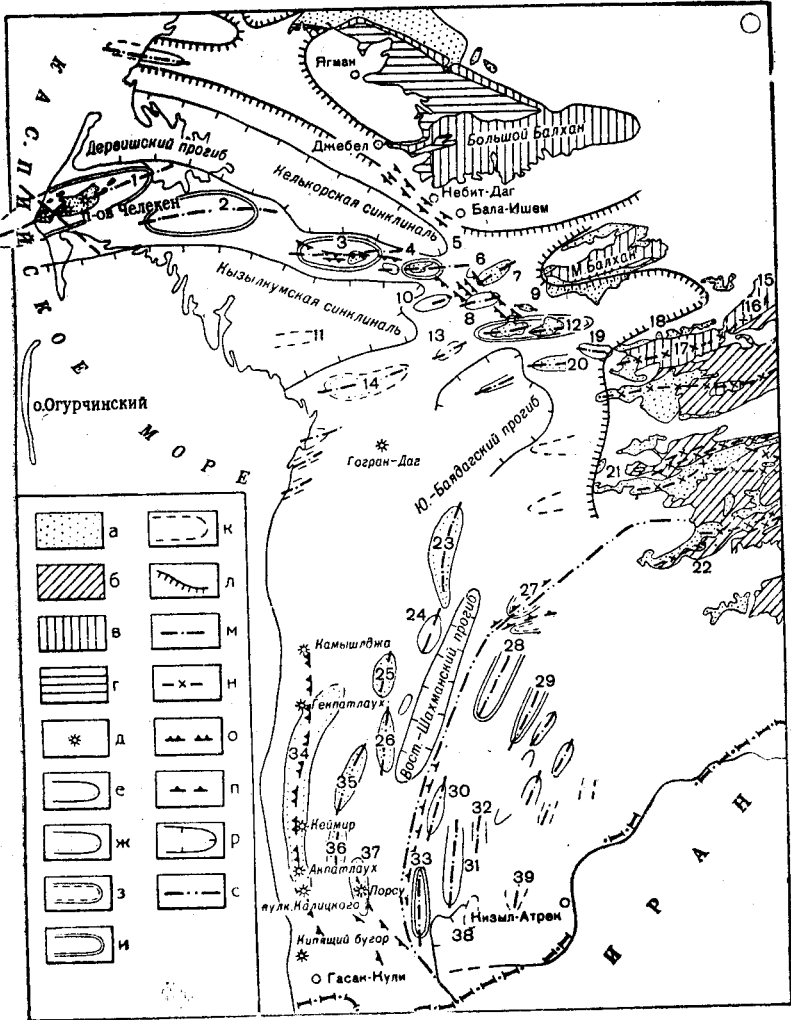


Рис. 68. Тектоническая схема Прикаспийской низменности

а—неоген; **б**—палеоген; **в**—мел; **г**—юра; **д**—грязевые вулканы; **е**—контуры погребенных структур с высотой складок до 200 м; **ж**—то же от 200 до 500 м; **з**—то же от 500 до 1000 м; **и**—то же свыше 1000 м; **к**—структуры, нанесенные предположительно; **л**—линия круглого погружения мезозойских структур; **м**—оси антиклинальных складок в плиоценовых и постплиоценовых отложениях; **н**—то же в доплиоценовых отложениях; **о**—предполагаемые главные зоны разломов в плиоценовых и постплиоценовых отложениях; **п**—то же в доплиоценовых отложениях; **р**—синклиналильные прогибы; **с**—ось максимума силы тяжести

Структуры Прибалханской депрессии: 1—Челекенская, 2—Котуртепинская, 3—Небитдагская, 4—Монжуклинская, 5—Уруджуская, 6—Тургайдагская, 7—Каратапинская (Худайдагская), 8—Кумдагская, 9—Кобекская, 10—Кызылукская, 11—Узунадинская, 12—Боядагская, 13—Куйджокская, 14—Эрдеклинская. Структуры Западного Колет-Дага и области его западного погружения: 15—Кюрендагская, 16—Обойская, 17—Данатинская, 18—Ялминская, 19—Тузлучайская, 20—Терсаканская, 21—Шарикская, 22—Аладагская группа. Структуры Бугдайлинской переходной зоны: 23—Бугдайлинская, 24—Шахманская, 25—Чукуркуинская, 26—Хангулийская. Структуры Мессерянской складчатой зоны: 27—Мессерянская, 28—Рустамкалинская, 29—Изаткулийская, 30—Невчайгазская, 31—Делилийская, 32—Гельгурденская, 33—Гекчинская. Структуры Кеймиро-Чикишлярской зоны: 34—Окарем-Кеймирская, 35—Миасерская, 36—Аксерская, 37—Порсинская. Структуры Кызылатрекской депрессии: 38—Тоголовская, 39—Кызылатрекская

ляется менее четкая третья зона—Кумдагская (рис. 68). Наиболее крупной структурой здесь является Кумдагская (длина более 10 км,

высота поднятия около 600 м), к востоку от которой расположена Кобекская я. На западном продолжении Кум-Дага выявлено Кызылкумское поднятие. Еще далее к западу, на продолжении оси той же зоны, вблизи берега моря намечена пологая Узундинская складка, расположенная на юго-западном склоне Кызылкумской синклинали.

Между основными зонами поднятий выявлена крупная, глубокая Кызылкумская синклиналь, восточное замыкание которой расположено между Монжуклинской и Кумдагской складками (рис. 68, 69). Шарнир синклинали погружается до меридиана Западного Небит-Дага, где отмечаются и наиболее низкие значения аномалий силы тяжести (-93 мгл). Далее к западу шарнир ее вновь испытывает подъем. Наиболее глубокое погружение условного сейсмического горизонта, проведенного по кровле красноцвета, оценивается в 3500 м. Общая длина синклинали превышает 100 км, ширина более 25 км. В средней части она разделена пологим глубинным поднятием погружающейся Кумдагской тектонической зоны.

С севера Центральная зона поднятий отделена от Кубадаг-Большебалханской структуры обширной синклинальной зоной. Наиболее крупной из синклиналей, по данным сейсморазведки, является Келькорская я, занимающая всю площадь солончака Баба-Ходжа. Длина ее более 60 км, ширина в центральной части 20 км; шарнир ее резко погружается к западу. Условный сейсмический горизонт, проведенный приближенно по кровле красноцвета, в наиболее погруженной части синклинали имеет отметку минус 2600 м (в районе Урунджуков минус 1200 м).

К югу от ст. Бала-Ишем намечается пережим, отделяющий Келькорскую синклиналь от сравнительно небольшой Северо-Каратепинской мульды, которая в свою очередь отделяет Каратепинскую складку от Большого Балхана. На западе, также после небольшого пережима, расположенного к северу от Котуртепе, Келькорская синклиналь переходит в Дервишскую (названную по одноименному заливу), разделяющую Челекенскую и Дарджинскую структуры.

Северные крылья указанных синклиналей слагают Дарджа-Большебалханскую моноклиналь, осложненную ступенчатыми сбросами, структурными террасами и на отдельных участках пологими поднятиями.

Менее значительные, но четкие мульды выявлены в восточной части рассматриваемой области. Здесь большой интерес представляет небольших размеров (до 100 км²), но достаточно глубокая Кумдаг-Каратепинская я, разделяющая Кумдагскую, Каратепинскую, Западно-Малобалханскую и Кобекскую структуры. Восточнее расположена пологая синклиналь, приуроченная к «Данатинскому коридору» между Кюрен-Дагом на юге и Малым Балханом на севере.

Для всех рассмотренных синклиналей характерны относительно резкое погружение крыльев и выклинивание отдельных слоев и горизонтов неогена по мере продвижения к бортам при отсутствии в центральных их частях заметных угловых несогласий в глубоких горизонтах, включая и подстилающие неоген отложения.

В большей части основных прибалханских структур наблюдается поднятие их центральных частей, обычно выступающих среди равнины в виде небольших изолированных возвышенностей. Углы падения на крыльях складок в присводовой части достигают 20—30°, а по мере удаления от свода убывают и уже в 3—5 км от оси складки не превышают 5—10°. Южные крылья обычно более крутые, чем северные. Погребен-

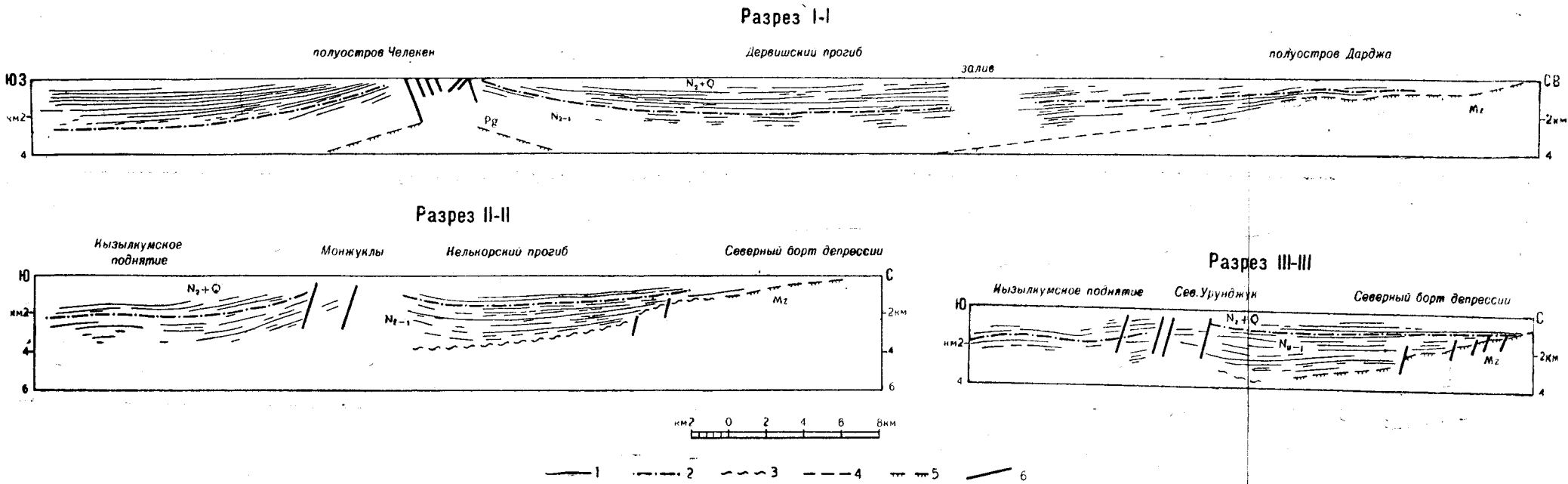


Рис. 69. Схематизированные геолого-сейсмические разрезы к карте Прибалханской депрессии

1—усредненные отражающие горизонты в неогеновых и четвертичных отложениях; 2—условные сейсмические горизонты, проведенные приблизительно по кровле красной толщи; 3—то же по поверхности размыва (резкие угловые несогласия отражающих горизонтов); 4—то же в меловых отложениях; 5—предполагаемая поверхность мезозоя; 6—сбросы

ные периклинали складок имеют значительное протяжение (до 10 км) и характеризуются более пологими углами падения по сравнению с центральными частями структуры. Углы падения шарниров периклиналей, по данным сейсморазведки, не превышают 5°, крыльев периклиналей — 6°. При этом более пологие углы падения у структур, расположенных в восточной части депрессии, наблюдаются на западных периклиналях, а у Челекенской складки — на восточной. Для всех структур характерно резкое увеличение мощностей отдельных горизонтов (неогена и четвертичных) по мере продвижения от свода к крыльям и, соответственно, увеличение углов падения с глубиной.

По данным сейсморазведки и глубокого бурения на некоторых структурах установлено смещение сводов с глубиной. Так, например, свод Кумдагской складки по кровле красноцветных отложений смещен на 1000 м к югу по отношению к обнажающемуся на поверхности своду, закартированному в бакинских отложениях; свод Каратепинской складки в красноцветных отложениях смещен к северо-востоку по отношению к своду в бакинских и т. д.

Весьма типично для всех основных прибалханских структур обилие дизъюнктивных нарушений, различных по амплитуде, простиранию и времени образования.

На основании анализа геофизических исследований и геологических данных устанавливается, что в пределах структур наблюдаются как размыты, связанные с формированием данной структуры, так и региональные зоны разломов, связанные с развитием всей депрессии. Первые, как правило, фиксируются только в сводовых частях складок и быстро затухают к их периферии; вторые протягиваются далеко за пределы контуров складок и отчетливо прослеживаются в синклинальных прогибах.

Региональные зоны разломов, вероятно, образовались одновременно с формированием основных складок. На многих из них происходили подвижки в самое последнее время. Так, на Восточном Челекене, на западной периклинали Небит-Дага, между Небит-Дагом и Монжуклы, а также к востоку от последней, при сейсмических исследованиях фиксировались дизъюнктивные нарушения в самых верхних горизонтах четвертичных отложений. Некоторые из выявленных геофизическими исследованиями региональных разломов были также отмечены при проведенных в последнее время В. П. Мирошниченко аэрогеологических съемках.

Наиболее протяженные региональные зоны разломов отмечаются в центральной части депрессии (так называемая Центральная зона разломов), в западной части п-ова Челекен, на северном борту депрессии (вдоль южного крыла Большого Балхана) и в восточной ее части, в районе структур Монжуклы, Урунджук, Каратепе и Кобек (см. рис. 68):

Центральная зона разломов наиболее четко фиксируется к востоку от Небит-Дага и условно проводится в западной части Прибалханской депрессии. В районе Челекенской структуры она имеет простирание восток-северо-восточное, на Котуртепе и Небит-Даге — близкое к широтному, на Монжуклы и Кум-Даге — юго-восточное, а на Боя-Даге принимает меридиональное направление.

Центральную зону составляет серия сбросов и разрывов почти параллельного простирания, обычно расположенных кулисообразно; на западе, в районе Челекена, она представлена серией сбросов небольшой амплитуды; далее к востоку амплитуда сбросов увеличивается. На западной периклинали Небит-Дага корреляционным методом преломленных

волн прослежено пять относительно крупных и протяженных нарушений с амплитудами 30—150 м.

Вертикальные перемещения по Главному Монжуклинскому сбросу в пределах структуры достигают 800 м и более. От Монжуклов этот сброс, веерообразно распадаясь в пучок сбросов, протягивается к юго-востоку, по направлению к Кум-Дагу и Каратепе. Корреляционным методом преломленных волн, под покровом современных отложений здесь четко фиксируется серия ступенчатых сбросов с опущенными на несколько сот метров юго-западными крыльями. Западная периклиналь Кумдагской складки также опущена по этой зоне разломов. По данным глубокого бурения, амплитуда вертикального смещения на Кум-Даге по этим сбросам превышает 250 м.

К востоку от Монжуклы-Кумдагских сбросов по материалам сейсморазведки отмечается ряд сбросов, протягивающихся от Монжуклинской складки к Урунджукской и Тургайдагской и далее к Каратепинской и Кобекской. Еще восточнее намечаются разломы, протягивающиеся в юго-восточном направлении от Ярыхлинского поднятия через восточную часть Урунджукского к Каратепинской складке.

В восточной части депрессии все разломы, выявленные сейсморазведкой и закартированные при геологической съемке, как правило, соответствуют увеличению градиента силы тяжести и имеют простирание, согласное с изоаномалами. Интересно отметить, что к некоторым из указанных разломов приурочены и слабоинтенсивные магнитные аномалии. Аналогичное явление наблюдается и по северному борту депрессии.

К региональным разломам также относится система крупных Западно-Челекенских сбросов, имеющих простирание СЗ—ЮВ, разбивающих западную часть Челекенской складки на ряд блоков и образующих серию горстов и грабенов в отложениях от красноцветной толщи до четвертичных включительно.

Наиболее крупные сбросы на Челекене (например, Куртепинский), имеющие в своде складки амплитуды до нескольких сот метров, отмечены сейсмическими работами методом отраженных волн под покровом современных отложений и за пределами складки; однако амплитуды сбросов здесь убывают и, повидимому, не превышают первых десятков метров. Так, можно предполагать, что указанная Западно-Челекенская зона разлома прослеживается и далее к северо-западу под водами Каспия; менее вероятно, что она протягивается вдоль берега моря и к югу и смыкается с крупными разрывами, выявленными сейсморазведкой в Кеймиро-Чикишлярском районе.

Геофизическими работами 1950—1951 гг. выявлен ряд протяженных ступенчатых сбросов и в северной части Прибалханской депрессии (к югу от железной дороги), на крыле Большого Балхана (см. рис. 68). Однако, как показали сейсмические работы корреляционным методом преломленных волн, наибольшие амплитуды здесь фиксируются в более глубоких сейсмических горизонтах — по поверхности мезозоя, в то время как верхние преломляющие горизонты заметных вертикальных смещений не имеют, а отмечается лишь некоторое ухудшение сейсмического материала (см. рис. 69, разрезы II—II и III—III). Это дает основание предполагать, что, в отличие от ранее рассмотренных региональных нарушений, наиболее резкие дизъюнктивные дислокации здесь происходили в конце миоценового — начале плиоценового времени, а в последующие периоды могли продолжаться небольшие подвижки.

Следует заметить, что характерные, с опущенными южными крыль-

ями ступенчатые сбросы, отмечающиеся в краевых частях депрессии и особенно четко фиксирующиеся по ее северному и северо-восточному бортам, приурочены к участкам наиболее резко погружения мезозойского фундамента. Этот факт, а также особенности гравитационного, а в некоторых случаях и магнитного полей наводят на мысль, что указанные разломы связаны с глубокими перемещениями в слоях земной коры и объяснены своим возникновением погружению на отдельных участках по разломам фундамента депрессий.

Наряду с указанными крупными разломами, в пределах структур отмечается значительное количество мелких сбросов и трещин, ориентированных согласно с системой главных зон разломов или идущих параллельно другим крупным региональным разрывам. Так, в восточной части Челекенской структуры большое количество сбросов и трещин протягивается с запад-юго-запада на восток-северо-восток, т. е. параллельно Центральной зоне разломов, а в западной части структуры — с северо-запада на юго-восток, т. е. параллельно региональной Западно-Челекенской зоне разломов. На Небитдагской складке как в центральной части, так и на ее периклиналях значительное число сбросов и трещин ориентировано широтно, т. е. параллельно Центральной зоне разломов. На Монжуклинской, Урунджукской и Каратепинской складках большая часть сбросов и трещин, в соответствии с изменением простираения Центральной зоны разломов на юго-восточное, также меняет свою ориентировку. Наконец, на Боядагской структуре они уже имеют преимущественно меридиональное простираение. Это позволяет предположить, что указанные сбросы и трещины образовывались одновременно с главными зонами разломов и имеют общее с ними происхождение.

Необходимо особо остановиться на строении восточной части Прибалханской депрессии. Эта часть депрессии характеризуется наиболее сложным глубинным строением, резко отличным от строения всех сопредельных зон. Для нее характерны наибольшие тектонические напряжения как в начальный период оформления депрессии, так и позднее. По видимому, структуры уже в процессе формирования были разбиты региональными разрывами, но подвижки по этим разрывам происходили и в более позднее время.

Сложность тектонического строения восточной части депрессии, по видимому, обусловлена наложением на основные региональные тектонические движения, охватившие все области Прикаспийской низменности, локальных тектонических движений, связанных с формированием крупных мезозойских горных сооружений, которые расположены на небольших расстояниях друг от друга по окраинам рассматриваемого участка. К таким сооружениям относятся Большой и Малый Балханы и Кюрен-Даг (Данатинская антиклиналь). Они образовались раньше, чем началось складкообразование в депрессионных зонах, и в дальнейшем предопределили структурный план прилегающих участков территории. В период последующего формирования верхнетретичных структур на сопредельных площадях депрессии несомненно сказывалось их влияние, как «активное», связанное с последующими их сводовыми поднятиями, так и «пассивное», заключавшееся в том, что сформировавшиеся горные хребты, сложенные жестким песчано-карбонатным комплексом пород, служили упором при складкообразовании в более пластичной неогеновой толще.

На структурном плане рассматриваемой площади нашло также существенное отражение весьма интенсивное погружение жесткого мезо-

войского комплекса пород. Достаточно указать, что на небольшом расстоянии, всего в 7 км от выходов на поверхности (на западной периклинали Малого Балхана), мезозойские отложения погружаются, по данным сейсморазведки, на глубину до 3—3,5 км, т. е. падение в районе Каратепе достигает 1 км на расстоянии 2 км. Столь же интенсивно мезозойский комплекс погружается и с севера — от Большого Балхана (см. рис. 69). Так, примерно на таком же расстоянии и до тех же отметок он погружается к Каратепе от южной Балаишемской структурной террасы, где глубина залегания поверхности мезозоя установлена бурением и сейсморазведкой в 1900 м. Столь резкие перемещения мезозойского комплекса пород четко и закономерно отражаются на изменении гравитационного поля, а интенсивность последнего (колебания достигают 50 мгл и более) дает основание предполагать наличие перемещений масс и в более глубоких горизонтах.

Несомненно, что интенсивное погружение в относительно короткие промежутки времени (верхний миоцен—плиоцен) жесткого песчано-карбонатного комплекса мезозоя в пределах депрессии и воздымание его более чем на 3—4 км на сопредельных горных сооружениях, расположенных с севера, востока и юго-востока, когда размах колебаний на коротких расстояниях превышал 6—8 км, было обусловлено весьма бурными тектоническими процессами. Эти процессы сказались на строении рассматриваемого участка и обусловили образование здесь огромного количества региональных сбросов и разрывов. Эти же причины обусловили, повидимому, наличие здесь большого количества разнообразных по своей форме, внутренней структуре и простираению складок, небольших по площади, но глубоких мульд, а также сближение основных тектонических зон. Действительно, на сравнительно небольшой площади, по размерам не превышающей 1000 км², размещено 14 структур и зафиксировано сейсморазведкой более пяти региональных крупных разломов (см. рис. 68). На всей остальной площади обширной Прибалханской депрессии, превышающей более чем в шесть раз ее восточную часть, всего зарегистрировано сейсмическими, геологическими и другими работами семь крупных структур и несколько региональных разрывов.

Интересно отметить взаимоотношение структур в восточной части Прибалханской депрессии с сопредельными площадями. Наиболее крупной Монжуклинской структуре соответствуют и наибольшие синклиналильные прогибы как с севера (Келькорский), так и с юга (Кызылкумский). В районе пологой Северо-Урунджукской структуры, высота которой в западной части не превышает 200 м, Келькорский прогиб затухает.

Далее к юго-востоку при формировании структур решающую роль уже играли, повидимому, региональные разломы. Восточная часть Северо-Урунджукской складки не имеет ясного замыкания, разбита дизъюнктивами на более мелкие обособленные поднятия и без заметного прогиба постепенно сливается с моноклиналию Большого Балхана. Небольшое Южно-Урунджукское поднятие, не отмеченное глубоким и разведочным бурением в своей западной части, в центральной и восточной частях четко фиксируется сейсморазведкой корреляционным методом преломленных волн. Это поднятие, вытянутое в широтном направлении и имеющее длину около 3 км, ширину 1 км и высоту 100 м, расположено между двумя крупными региональными разломами. Тургайдагское поднятие с простираением с северо-запада на юго-восток также находится в зоне региональных разломов и имеет небольшие размеры (длина около 2 км, ширина 1,5 км, высота 200 м).

Зона погружения антиклиналей Западного Копет-Дага

К зоне перехода от антиклинальных структур Западного Копет-Дага к собственно Прибалханской депрессии относится область, где линейные структуры Западного Копет-Дага сменяются брахискладками и погружаются под покров современных образований (см. рис. 67). Характерной особенностью этой зоны является развитие брахиантиклиналей и «структурных носов» на погружениях Западно-Копетдагских складок. К ним могут быть отнесены антиклинали, установленные при геологической съемке, — Ялминская, Зирикская, Аладагская и др., а также выявленные геофизическими работами, — Западно-Малобалханская, Терсаканская, Тузлучайская, Западно-Зирикская и др. Все они образуют систему параллельных складок с осями западного и юго-западного направления, что соответствует направлению складок в меловых отложениях области западного погружения Копет-Дага и характерно для западной ветви Туркмено-Хорасанской складчатой системы (см. рис. 68).

С целью проведения аналогий со структурами, развитыми в пределах низменности, дадим краткую характеристику типичных структур западного окончания Копет-Дага в области перехода к Прикаспийской низменности.

Кюрендагская антиклиналь представляет собой крайнее северо-западное окончание цепи складок, образующих Передовую цепь Копет-Дага. Подобно большинству складок Передовой цепи, Кюрендагская антиклиналь несимметрична: юго-западное ее крыло сравнительно пологое (углы падения в среднем 25—30°), тогда как северо-восточное, наблюдаемое только в периклинальных окончаниях складки, поставлено очень круто и местами, повидимому, даже опрокинута.

В юго-западном крыле складки обнажается почти весь разрез мела (начиная с баррема) и палеогена. Ядро складки, образованное известняками нижнего баррема, с северной стороны разорвано, и по разрыву юго-западное крыло вместе с частью свода складки надвинуто на северо-восточное крыло. Это нарушение является продолжением региональной зоны разрывов, протягивающейся вдоль северных склонов Копет-Дага на всем его протяжении.

Ось Кюрендагской антиклинали вытянута с восток-юго-востока на запад-северо-запад. На ее продолжении к западу гравиметрической съемкой выявлен максимум силы тяжести (Кизылбаирский) интенсивностью 6 мгл, имеющий то же простирание и, как показали сейсмические исследования, отражающий погребенное продолжение Кюрендагской складки к Малому Балхану.

У западного периклинального замыкания Кюрендагской антиклинали от нее ответвляется короткая Обойская антиклиналь, ось которой имеет юго-западное направление. Свод этой складки образован альбскими отложениями, а крылья — верхнемеловыми и третичными. Складка имеет несимметричное строение, с более крутым северо-западным крылом. Шарнир складки плавно погружается к юго-западу.

У юго-западного периклинального замыкания Обойской антиклинали ось складки изменяет свое направление на близкое к широтному (точнее ЗЮЗ—ВСВ), и на ее продолжении располагается крупная антиклинальная складка — Данатинская. Ядро складки образовано песчаниками апта; в крыльях обнажаются отложения альба, сеномана, турона, сенона и датского яруса. Кроме того, на южном крыле обнажаются палеогеновые отложения, частично перекрытые несогласно залегающими акчагыльскими. Северное крыло складки и ее западное периклинальное окон-

чание сильно размыты и почти полностью перекрыты трансгрессивно залегающими акчагыльскими слоями.

В отличие от Кюрендагской и Обойской складок, у Данатинской антиклинали пологим является северное крыло (углы падения $25-30^\circ$), тогда как в южном крыле пласты падают круто (от 60 до 80°) и местами даже обнаруживают тенденцию к опрокидыванию на юг. Следует отметить присутствие дизъюнктивных нарушений.

Проведенные на западной периклинали складки вариометрические работы фиксируют погружение мезозойских пород и отмечают погружение на запад Данатинской антиклинали.

Я л м и н с к а я а н т и к л и н а л ь расположена на погружении северного крыла Данатинской складки. Ось ее имеет близкое к широтному направление и с поверхности прослеживается на 3 км. Свод складки сложен подакчагыльскими конгломератами, крылья — акчагыльскими отложениями. Складка в акчагыльских отложениях имеет несколько асимметричное строение с более крутым южным крылом (до $17-27^\circ$) и пологим северным (до $10-20^\circ$), повторяя в этом отношении строение соседней Данатинской складки. В южном крыле и в западной периклинали отмечаются крупные дизъюнктивные нарушения с амплитудами смещения до 250 м.

По данным вариометрии можно заключить, что Ялминская складка, вероятно, представляет собой осложнение на погружении северного крыла крупной Данатинской антиклинали.

Контур складки четко фиксируется в верхнетретичных отложениях электроразведкой методом петли. Работами методом ВЭЗ установлено глубинное поднятие по кровле горизонта высокого сопротивления, который, судя по литологическому разрезу, является кровлей меловых пород. В своде меловые породы, по данным электроразведки, залегают на глубине порядка 350 м; падение меловых пород на северном крыле 30° , на южном $15-20^\circ$. Ширина сводовой части по этому горизонту равна 2 км. Далее на север погружение происходит довольно быстро, и на расстоянии 3 км глубина залегания меловых пород достигает уже 1400 м. Таким образом, электроразведкой устанавливается несоответствие складчатости в третичных и меловых горизонтах: свод Ялминской складки в третичных породах по отношению к меловому своду сдвинут к северу на расстояние около $1,5$ км и расположен на крыле меловой складки.

Т у з л у ч а й с к а я б р а х и а н т и к л и н а л ь расположена к западу от Ялминской. С поверхности складка сложена глинистой толщей акчагыла, перекрытой современными отложениями. Выходы отдельных небольших пятен акчагыльских пород, имеющих на протяжении двух километров южное падение, являются единственными поверхностными признаками, указывающими на присутствие структуры.

По данным гравиметрических (с вариометром) исследований, на фоне регионального уменьшения силы тяжести на запад, связанного с погружением в этом направлении плотных мезозойских пород, отмечается слабая положительная аномалия силы тяжести, отражающая наличие небольшой структуры низшего порядка на погружении основной Данатинской антиклинали.

Более четкое представление о структуре дают электроразведочные работы методом петли, характеризующие поведение неглубоких горизонтов (порядка 40 м). По материалам электроразведки, Тузлучайская складка представляет собой укороченную брахиантиклиналь (длина $7-8$ км, ширина $5-6$ км) почти широтного простирания с пологим сво-

дом и довольно круто падающими крыльями. Северное ее крыло характеризуется более крутым погружением, чем южное.

Зирикская антиклиналь расположена на западном окончании Копет-Дага, в 50 км к юго-юго-западу от Тузлучая, на продолжении меловой Куйлярской антиклинали. В строении ее принимают участие отложения палеогена и трансгрессивно залегающего на нем акчагыла. Складка вытянута почти в широтном направлении, имеет более крутое северное крыло (углы падения в акчагыле от 8—10 до 35—40° и в палеогене 50—60°) и пологое южное (углы падения в акчагыле от 5 до 30° и в палеогене 40—45°).

По данным вариометрической съемки 1938 г., в районе Зирика выявлен обширный максимум силы тяжести, охватывающий выявленную при геологической съемке Зирикскую антиклиналь и протягивающийся более чем на 10 км к западу за пределы участков обнажений коренных пород. Исходя из анализа плотностей пород Западного Копет-Дага, можно заключить, что гравитационный максимум соответствует погребенной складке в меловых породах.

Аладагская группа брахиантиклинальных складок расположена южнее Зирикской антиклинали. Оси складок протягиваются в широтном направлении. Складки представляют собой типичные брахиантиклинали несколько асимметричного строения: углы падения на северных крыльях от 6 до 10°, а на более крутых южных крыльях от 25 до 45° и местами до 65°. В строении складок принимают участие отложения палеогена, акчагыла и апшерона; последний дислоцирован, как и акчагыльские слои (углы падения до 65°).

Бугдайлинская переходная зона

Характерным для Бугдайлинской зоны (см. рис. 67) является глубокое погружение комплекса палеогеновых и мезозойских образований, на глубину свыше 3,5 км, развитие под покровом современных отложений относительно спокойных крупных куполовидных структур и наличие, по сравнению с сопредельными районами, меньшего количества региональных тектонических разрывов. Мощный покров молодых отложений полностью маскирует все поднятия, которые выявлены только геофизическими работами (рис. 70).

В северо-восточной части этой зоны сейсморазведкой оконтурена крупная Бугдайлинская структура. Она расположена в 15 км к западу от отмеченной гравиметрической съемки периклинали Зирикской складки.

Бугдайлинская складка, по данным сейсморазведки МОВ, является переходной от структур западного погружения Копет-Дага к структурам Кеймиро-Чижишлярской зоны. Ось ее имеет дугообразную форму с выпуклостью, обращенной к западу. В северной части она имеет направление ССВ—ЮЮЗ, а в южной — вытянута по меридиану. Складка характеризуется сравнительно пологим сводом. Общая протяженность ее превышает 32 км при ширине свыше 10 км. Высота складки в глубоких горизонтах по восточному крылу свыше 400 м и по западному — 600 м. Углы падения на северо-западном крыле 5°, на восточном 6°. На восточном крыле структуры отмечается пологое поднятие низшего порядка — Кармаркское.

К северу и к югу от Бугдайлинской структуры вдоль восточной границы Бугдайлинской переходной зоны вытянулась цепочка локальных поднятий, образующих в структурном плане центральной части При-

каспийской низменности единую антиклинальную зону. На севере эта зона намечается небольшой (длина 15 км, ширина 5 км, высота около 200 м) Экизакской структурой, выявленной сейсмическими работами самого последнего времени и поэтому не показанной на тектонической схеме (рис. 68), а на юге Шахманской (протяженностью до 12 км, ширина 7 км, высота 200—300 м), Чукуркуинской (длина 15 км, ширина 9 км, высота 400 м) и Хангулийской (протяженность около 17 км, ширина 8 км, высота 450 м) структурами¹.

Несмотря на то, что не все упомянутые выше структуры вытянуты в одну линию (расположение структур в плане с известным приближением можно назвать кулисообразным), их принадлежность к единой антиклинальной зоне вряд ли может подвергаться сомнению. Об этом свидетельствует единое простираание всех локальных поднятий, сходство их структурно-морфологических особенностей и конфигурация структурных элементов на смежных участках. В частности, подтверждение высказанной здесь точки зрения можно найти в расположении депрессионных областей, обрамляющих антиклинальную зону складок Мессериянской зоны на юге и от северных складок зоны погружения Западного Копет-Дага на севере. К таким областям относятся узкий Восточно-Шахманский прогиб, простирающийся от широты Бугдайли до южной границы переходной зоны и прослеживаемый далее на юг, и южное ответвление Южно-Боядагской депрессии, отделенное от Восточно-Шахманского прогиба пережимом в районе Бугдайли.

В пределах западной части Бугдайлинской переходной зоны, в связи с исключительно трудной проходимостью этой части территории Прикаспийской низменности, до последнего времени никаких геофизических исследований, кроме площадной гравиметровой съемки, не проводилось. Это обстоятельство существенным образом затрудняло составление для данного участка сколько-нибудь достоверной тектонической схемы. Уже после того, как настоящий том был сдан в печать, большая часть западных районов Бугдайлинской зоны была покрыта площадными сейсмическими исследованиями. Предварительные результаты этих работ позволяют по-новому оценить место Бугдайлинской зоны в схеме тектонического районирования Прикаспийской низменности. Так как для окончательного решения этого вопроса материалов пока недостаточно, принятая в предыдущем изложении схема тектонического районирования не пересматривается. Однако для того, чтобы отразить основные направления возможного изменения указанной схемы, ниже приводятся фактические материалы, полученные проведенными сейсмическими исследованиями.

Этими работами на западе рассматриваемого района выявлена серия крупных антиклинальных структур, составляющих внешний структурный пояс Бугдайлинской переходной зоны. Структурно-морфологические черты поднятий данного пояса по своему характеру напоминают строение поднятий западного участка Кеймиро-Чекишлярского района и, повидимому, могут быть генетически связанными с последними общностью факторов, определявших их формирование.

К структурам внешнего пояса в настоящее время предположительно можно отнести поднятия Гограндагское, Карадашлинское и Камышлджинское. Первая из названных структур расположена в области сочле-

¹ Приведенные ниже новые данные о структуре западной части Бугдайлинской переходной зоны не исключают возможности отнесения к намеченной антиклинальной зоне таких структур Кеймиро-Чекишлярской зоны как Миасер, Ак-Эсер, Порсу.

нения Бугдайлинской переходной зоны с Прибалханской депрессией. В плане эта структура напоминает эллипс, длинная ось которого, вытянутая почти в широтном направлении, имеет длину около 22 км, а короткая 12 км. Высота структуры по предварительным сведениям более 1000 м. Центральная часть Гограндагской структуры осложнена разрывом, прослеживающимся за пределами структуры и сочленяющимся с зоной разломов, осложняющей присводовую часть Карадашлинской структуры. Последняя, расположенная в 5—6 км к юго-западу от Гогран-Дага, имеет в длину около 35—40 км, ширину до 10—12 км и высоту более 1000 м. Ее юго-западное — северо-восточное простирание существенно отличается от простирания двух других структур внешнего пояса. В южной части Бугдайлинской зоны выявлена крупная Камышлджинская структура, характеризующаяся западно-юго-западным — восточно-северо-восточным простиранием и прослеживающаяся почти до одного из отрогов Бугдайлинской структуры. Длина Камышлджинской структуры более 30 км, ширина 10 км, высота более 500 м. Присводовая часть западной периклинали этой структуры осложнена разрывом.

Мессерианская складчатая зона

Мессерианская зона занимает большую часть площади Мешед-Мессерианской равнины и протягивается далее к юго-западу до государственной границы (см. рис. 67). Под покровом горизонтально залегающих современных отложений, по данным сейсморазведки (1950—1951 гг.), здесь развиты огромные валлообразные структуры, вытянутые по длинной оси на протяжении до 25—30 км и более, имеющие крутые углы падения до 30—45° и высоту до 1500—2000 м. В северной части расположены структуры Мессерианская, Рустамкалинская, Изаткулийская, несколько южнее — Невчайтагская, Делилийская, Гельгурденская и др. (см. рис. 68).

Трансгрессивно, с резкими углами несогласиями до 30° и более, на дислоцированных слоях залегают мощная толща рыхлых осадочных отложений с общим моноклиальным падением к северо-западу и углами падения, не превышающими 2° (рис. 70). Мощность этой трансгрессивно залегающей толщи в центральной части рассматриваемой зоны (Рустам-Кала, Изаткули) не превышает 500—1000 м, к северо-западу она резко возрастает до 1500—1700 м, а в юго-западной части уже превышает 2400 м. Большие мощности верхней толщи, установленные сейсморазведкой, а также полная аналогия внутреннего строения структурных форм рассматриваемого участка с сопредельными линейными складками Западного Копет-Дага и несомненная общность их генезиса позволяют отнести трансгрессивную толщу к неогеновым и четвертичным отложениям, а нижележащую дислоцированную толщу — к палеогеновым и меловым отложениям.

Указанное предположение косвенно подтверждает изложенные выше данные геологической съемки на Зирикской складке и результаты увязки по сетке профилей отметок условного сейсмического горизонта, проведенного приближенно в верхней части красноцветной толщи и прослеженного от опорной скважины Миасер и разведочных скважин Кеймира до Мессериана. Глубина до условного горизонта на рассматриваемом участке не более 1000—1500 м, т. е. залегает он в пределах верхней трансгрессивной толщи.

Для отложений, слагающих ядра погребенных Рустамкалинской и Изаткулийской складок и на отдельных участках непосредственно покры-

тых трансгрессивной толщей, наиболее вероятным представляется верхне-меловой возраст, тогда как отложения, развитые в синклиналих прогибах между складками, можно предположительно отнести к палеогену и миоцену. Действительно, суммарная мощность дислоцированных отложений, развитых под трансгрессивной толщей в синклиналих и отсутствующих в антиклиналях, превышает 2000—2500 м; в то же время максимальная мощность палеогена, известная на Западном Копет-Даге, не превышает этой цифры.

С запада Мессерианская зона ограничивается осью регионального Аладаг-Мессерианского максимума силы тяжести (см. рис. 68).

Интересным моментом является вероятное наличие в глубоких горизонтах крупной зоны разломов, расположенной параллельно оси гравитационного максимума, к востоку от последней.

К востоку от предполагаемой зоны разлома, приуроченной обычно к сводовым частям структур, на глубинах от 1200 до 2000 м отмечается четко выраженное угловое несогласие, указанное выше. В то же время к западу от нее угловых несогласий не отмечается до глубины 3—4 км. Подобное различие характера сейсмических разрезов, скорее всего, должно указывать на наличие сбросов огромной амплитуды в глубоких горизонтах.

Кеймиро-Чикишлярская зона

В Кеймиро-Чикишлярской зоне (см. рис. 67) мезозойское ложе, образующее, по видимому, слабо наклоненную к востоку моноклинал, погружено на значительную глубину. Можно предполагать по данным сейсморазведки, что на большей части площади мощность рыхлых кайнозойских осадков превышает 4000—4500 м.

В пределах рассматриваемой зоны в комплексе третичных отложений развиты очень пологие куполовидные поднятия, вытянутые по длинной оси в направлении, близком к меридиональному, с тенденцией в южной части поворота осей к юго-юго-западу (см. рис. 68). Западные крылья структур более крутые по сравнению с восточными; развитые здесь в верхних горизонтах структуры напоминают флексуры.

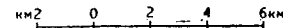
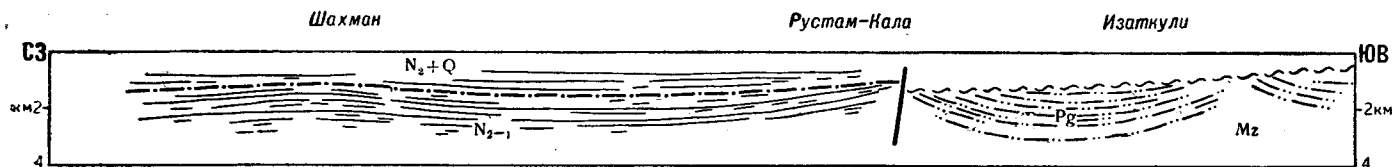
Для Кеймиро-Чикишлярской зоны, в отличие от сопредельной Бугдайлинской, характерно широкое распространение крупных региональных разрывов, к которым обычно приурочены известные в этом районе грязевые вулканы (Камышлджа, Гекпатлаух, Кеймир, Тюлюкли, вулканы Калицкого, Кипящий Бугор, Порсу и др.), а также обильное повсеместное распространение на поверхности выходов горючих газов и жидкой нефти.

По восточной границе этой области, как уже указывалось, можно предполагать зону разломов, которая протягивается от Мессериана на севере до государственной границы на юге и отделяет Кеймиро-Чикишлярскую и Бугдайлинскую зоны от Мессерианской складчатой зоны.

К западу от этой зоны в подстилающих красноцвет отложениях возможно наличие обширного грабена, где глубина залегания палеогена (или мела), по данным сейсморазведки превышает 4000—4500 м. Можно также предполагать наличие горстового выступа в глубоких горизонтах в районе Порсинского поднятия. Далее к западу по линии грязевых вулканов Чикишляр — Акпатлаух — Кеймир — Гекпатлаух — Камышлджа протягивается, по данным сейсморазведки, почти параллельно береговой линии широкая приморская зона разломов.

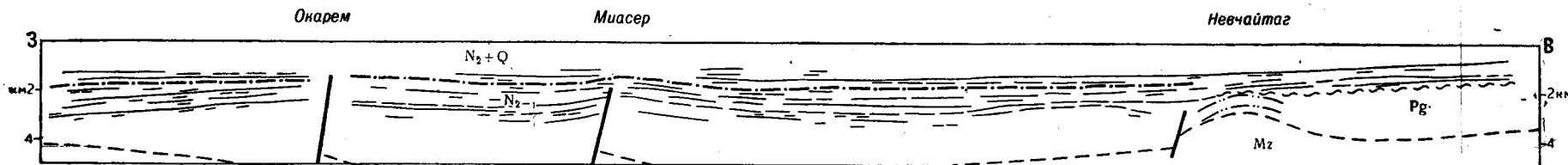
Наиболее протяженной является *Окарем-Кеймирская* структура, протягивающаяся вдоль берега моря на расстояние свыше 60 км.

Разрез I-I



- 1 —————
- 2 - - - - -
- 3 - - - - -
- 4 - - - - -
- 5 - - - - -
- 6 - | - | -
- 7 / / / / /

Разрез II-II



Разрез III-III

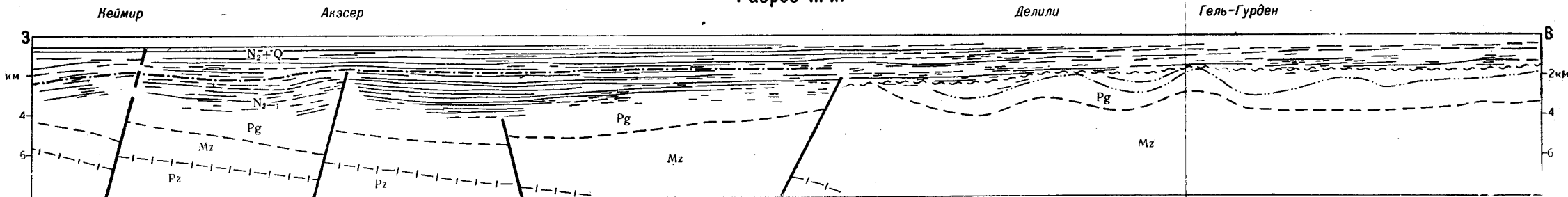


Рис. 70. Схематизированные геолого-сейсмические разрезы к карте центральной и южной частей Прикаспийской низменности (см. рис. 71)

1—усредненные отражающие горизонты в четвертичных и неогеновых отложениях; 2—условные сейсмические горизонты, проведенные приблизительно по кровле красноцветной толщи; 3—то же по поверхности размыта (резкие угловые несогласия отражающих горизонтов); 4—то же в толще палеогеновых и меловых отложений; 5—предполагаемая поверхность мезозойских отложений по данным интерпретации гравиразведки с учетом сейсморазведки; 6—предполагаемая поверхность палеозойских отложений по данным гравиразведки; 7—сбросы

Ширина ее около 8 км, высота по кровле красноцвета превышает 500 м, углы падения западных крыльев 2—3°, восточных 2°. В более глубоких горизонтах углы падения увеличиваются соответственно до 6 и 3—4°.

Более четко в глубоких горизонтах выражены структуры Порсинская, Акэсерская и Миасерская. В верхних горизонтах (акчагыл — апшерон) они мало отличаются от структур других участков Кеймиро-Чикишлярской зоны.

По глубоким горизонтам длина Порсинской складки превышает 13 км, ширина 6 км; высота по восточному крылу около 200 м, по западному 500 м. В присводовой части складки, на восточном ее крыле, находится грязевой вулкан Порсу, приуроченный к линии разлома. Расположенная к северу Акэсерская складка по кровле красноцветных отложений имеет длину 20 км, ширину 9 км, высоту 300 м. Углы падения восточного крыла 3°, западного 5—6°. Небольшой седловиной Акэсерская складка отделена от Миасерской.

Длина Миасерской складки 20 км, ширина 8 км, высота 400 м; углы падения крыльев такие же, как и Акэсерской. В своде Миасерской структуры объединением Туркменнефть пробурена опорная скважина. Забой скважины остановлен в глинах красноцвета на глубине 2250 м. Кровля красноцветных отложений по определениям микрофауны и литологии отмечается нечетко и, по данным треста Туркменнефтеразведка, ВНИГРИ и др., находится между 1330 и 1800 м¹.

В южной части рассматриваемой зоны развиты более глубокие структуры, весьма пологие в верхних горизонтах и четко выраженные в глубоких (3—3,5 км), как, например, Гасанкулийская и др. Структуры в этом районе, так же как и на других участках Прикаспийской низменности, обычно расположены кулисообразно.

Большой принципиальный интерес представляют выявленные в последнее время крупные угловые несогласия в глубоких горизонтах (4,5—5 км) на северных крыльях Порсинской и Миасерской структур. Верхние горизонты (до глубины 4 км) на этих структурах имеют отчетливое западное падение до 10°, а отдельные четкие отражающие площадки, прослеженные на глубине 4—4,5 м, имеют обратное падение (восточное до 6°). Таким образом, крупные третичные поднятия—Миасерское, Порсинское и др. — расположены в углублениях более древних отложений. Эти новые данные проливают свет и на возможное объяснение крупного гравитационного Кеймиро-Чикишлярского максимума, повидимому отражающего подъем более глубоких горизонтов мезозоя и палеозоя к западу, а также на приуроченность всех выявленных сейсморазведкой структур этого района к местным локальным минимумам силы тяжести.

Кизылатрекская депрессия

Кизылатрекская депрессия расположена в юго-западной части Прикаспийской низменности и приурочена к региональному Кизылатрекскому минимуму силы тяжести (см. рис. 67).

У западной границы зоны сейсморазведкой оконтурена крупная погребенная Гекчинская структура, отделяющая ее от Кеймиро-

¹ По данным сейсморазведки, отметки кровли красноцвета, переданные по сетке профилей от Боя-Дага, превышают указанные глубины на 800—1000 м. Это расхождение может быть объяснено развитием в юго-западной части Прикаспийской депрессии более мощной верхней пачки красноцветных отложений по сравнению с центральной и восточной частями Прибалханского района (Небит-Даг — Боядагская группа структур).

Чикишлярской зоны. К востоку от Гекчинской структуры отчетливо выделяется Южная Делилийская впадина, где глубина залегания до подошвы красноцветных отложений (?), повидимому, превышает 3500—3800 м. Шарнир этой впадины погружается к югу. В средней части впадина разделена глубокой складкой.

В восточной части рассматриваемой площади, к западу от пос. Кызыл-Атрек, сейсморазведкой отмечена крупная Кызылатрекская структура, западные крылья которой осложнены поднятиями.

БОЛЬШОЙ БАЛХАН И КУБА-ДАГ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Первые сведения об условиях залегания горных пород в Большом Балхане и Куба-Даге имеются в статье Фелькнера (1838), а также в позднее опубликованной работе Ф. Г. Кошкуля (1870), в которых образование этих гор связывается с активным внедрением изверженных пород. На ошибочность такой точки зрения указал Э. Титце (Tietze, 1877). Отрывочные данные по тектонике Большого Балхана и Куба-Дага содержатся в опубликованных в конце прошлого столетия статьях Н. И. Андрусова (1889, 1896б) и Шегрена (Sjögren, 1888a). Общие черты тектоники этих гор освещены Н. И. Андрусовым (1905), использовавшим весь накопившийся к тому времени материал.

Более полное представление о строении Большого Балхана было получено в послереволюционное время в результате исследований П. М. Васильевского (1926, 1932), И. И. Никшича (1926г; Никшич и Огнев, 1928) и Л. А. Никитюк (1932); ими впервые отображено строение этих гор на геологических картах. Последующие исследования Е. А. Репман, М. Б. Григоровича, А. В. Данова, Н. П. Луппова, Е. Я. Старобинца и Г. Я. Крымгольца и в последнее время К. Машрыкова выявили ряд важных структурных особенностей, не отраженных в более ранних работах.

Краткая общая характеристика тектоники Большого Балхана дана в объяснительной записке к листу J—40 геологической карты (Калугин, Кунин, Луппов и Порфирьев, 1946).

Вопросы тектоники Куба-Дага затрагиваются в статьях В. В. Богачева (1926), С. А. Ковалевского (1926б) и Н. П. Луппова (1945а), а также в отчетах М. Б. Григоровича. Первая из этих статей дает искаженное представление о Кубадагской структуре, в других более или менее правильно освещаются отдельные особенности этой складки. Более полное представление о строении Кубадагской антиклинали дано Н. П. Лупповым. Им же дана краткая сравнительная характеристика основных особенностей тектоники Большого Балхана и Куба-Дага (Луппов, 1952а).

Большое значение для понимания структурных соотношений рассматриваемых районов и Прикаспийской низменности имеют результаты геофизических исследований, производившихся в последние годы Среднеазиатским геофизическим трестом.

Большой Балхан и Куба-Даг в целом представляют собой вытянутую в более или менее широтном направлении антиклинальную систему общей протяженностью почти 200 км, расположенную в западной части Туркменской ССР, между северо-западным окончанием Копет-Дага и Каспийским морем. Как орографически, так и тектонически Большой Балхан и связанный с ним Куба-Даг не являются непосредственным продолжением Копет-Дага, а представляют самостоятельное горное

сооружение, лежащее севернее западного погружения копетдагских складок. Вся система располагается между двумя резко различающимися в структурном отношении участками земной коры. На север от нее расположено приподнятое Краснодарское плато с его пологими домиоценовыми дислокациями и относительно маломощным, почти горизонтально лежащим неогеновым покровом. К югу от нее лежит Прикаспийская низменность, представляющая собой область молодых погружений с мощным накоплением плиоценовых и нижнечетвертичных отложений, затронутых последними фазами альпийского диастрофизма.

Антиклинальная система Большой Балхан — Куба-Даг состоит из двух антиклинальных складок, сменяющих одна другую по простиранию. Восточная складка известна под названием Большебалханской антиклинали, западная — под названием Кубадагской.

БОЛЬШЕБАЛХАНСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬ

Большебалханская антиклиналь представляет собой крупную сложно построенную несимметричную антиклинальную складку с крутым, нередко опрокинутым северным крылом и более пологим растянутым юж-

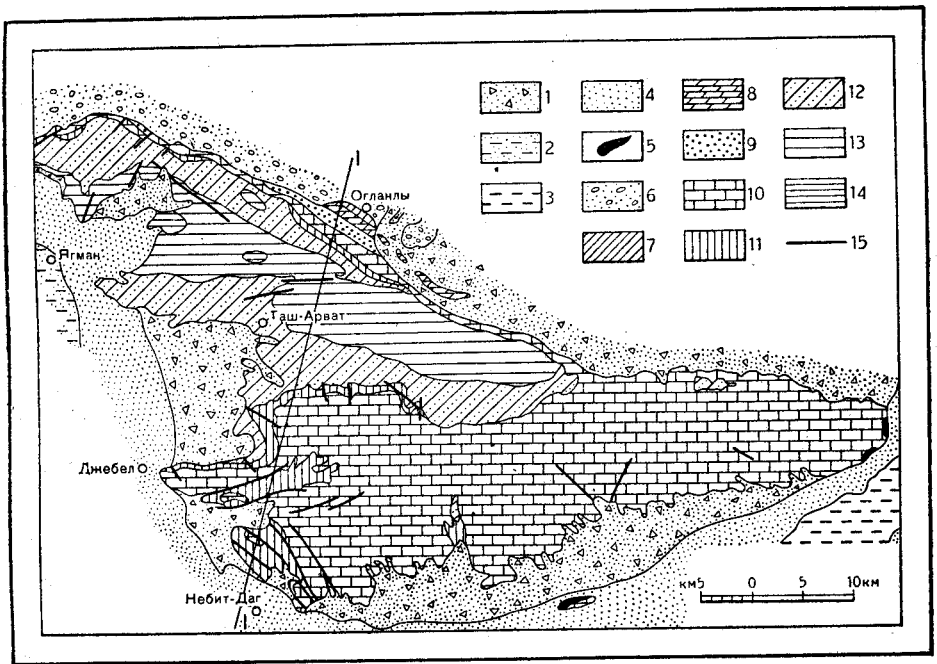


Рис. 71. Геологическая карта Большого Балхана (по Г. Я. Крымгольцу и Л. В. Нероновой, с дополнениями по К. Машрыкову)

1 — пролювий; 2 — новокаспийский ярус; 3 — аллювий Узбоя; 4 — хвалынский ярус; 5 — акчагыл, 6 — континентальный неоген (кюроянская свита); 7 — палеоген; 8 — верхний мел; 9 — апт и альб; 10 — неоком; 11 — верхняя юра; 12 — бат; 13 — байос; 14 — нижняя юра; 15 — линии тектонических разрывов

ным крылом (рис. 71). Антиклиналь вытянута в почти широтном направлении на протяжении свыше 100 км. Строение ее осложнено наличием складок второго порядка как в своде, так и на крыльях и дизъюнктивами, более многочисленными в западной части антиклинали, где они достигают большой амплитуды смещения. Сложена антиклиналь в основном юрскими и неокомскими отложениями; на северном крыле узкой

прерывистой полосой протягиваются также выходы более высоких отложений мела и палеогена, несогласно перекрытых неогеном и четвертичными отложениями. При прослеживании структуры по простиранию в ней наблюдаются существенные изменения.

Восточная часть Большебалханской антиклинали, соответствующая в рельефе восточной половине хребта, представляет собой антиклинальную складку широтного простирания с неразмытым сводом, слегка расширяющуюся к западу и периклинально погружающуюся в восточном направлении. Складка почти целиком сложена в обнаженной части неомомскими известняками, и лишь на небольшом участке северного крыла вскрыты юрские отложения. Северное крыло складки заметно круче южного, хотя несимметричность строения антиклинали не достигает здесь такой степени, как в более западных ее частях. Второстепенные складки, усложняющие строение основной антиклинали, здесь сравнительно слабо развиты, а разрывы немногочисленны и имеют небольшую амплитуду смещения.

Центральная часть Большебалханской структуры, которой в рельефе соответствует собственно Большой Балхан и лежащие к северу от него пониженное пространство Курт-Любиль и Огланлинская гряда (Кошасейра—Порсук), построена более сложно (рис. 72). Складка здесь сильно расширяется, достигая ширины почти 50 км; сводовая часть ее размыта, обнажая мощную толщу юрских отложений. Расширение складки происходит главным образом за счет изменения простирания северного крыла, которое приобретает направление ЗСЗ 300°, чем обуславливается общее отклонение оси складки к северу от широтного направления.

Отложения нижней и средней юры, слагающие размытое ядро

антиклинали, образуют два антиклинальных поднятия, расположенных кулисообразно и разделенных узкой пережатой синклиналью. Западная

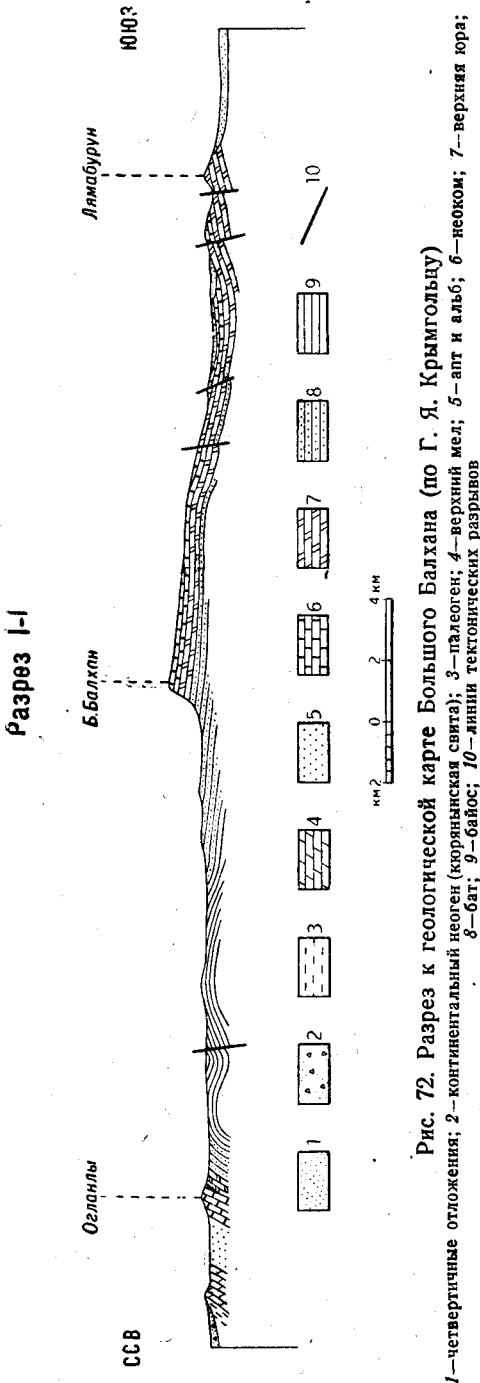


Рис. 72. Разрез к геологической карте Большого Балхана (по Г. Я. Крымгольцу)

1—четвертичные отложения; 2—континентальный неоген (хоразмская свита); 3—палеоген; 4—верхний мел; 5—апт и альб; 6—неом; 7—верхняя юра; 8—бат, 9—байос; 10—линии тектонических разрывов

из этих антиклиналей, по К. Машрыкову, состоит в свою очередь из двух брахиантиклинальных вздутий, расположенных на оси складки и разделенных седловидным понижением. Севернее этой складки расположено несколько небольших брахиантиклиналей. К синклинальной складке, отделяющей одну из этих антиклиналей, приурочено Ягманское угольное месторождение.

Северное крыло структуры сложено отложениями от верхов средней юры до палеогена включительно, причем отложения более высокие, чем неоком, на значительных участках скрыты под более молодыми осадками. Это крыло характеризуется крутыми, нередко вертикальными или опрокинутыми залеганиями слоев. В центральной части северного крыла (Кязриз, Огланлы) можно видеть, что участки с крутым залеганием слоев в неокомских и верхнемеловых — палеогеновых отложениях разделены зоной более пологого залегания в аптских и альбских отложениях.

Южное крыло, сложенное главным образом известняками неокома и частично верхней юры, сильно растянуто и осложнено несколькими складками второго порядка, на крыльях которых углы падения достигают 45° и даже больше. Наиболее отчетливо выражены погружающаяся к западу синклиналь между отрогами Шахлибурун и Лямабурун и сопровождающая ее с юга Лямабурунская антиклиналь (см. рис. 72).

Дизъюнктивные дислокации приобретают в центральной части структуры значительное развитие. Среди них могут быть выделены продольные нарушения, связанные со складчатостью, которые или приурочены к местным перегибам слоев в известняковой толще, или же являются следствием дисгармоничной складчатости на контакте песчаников и сланцев средней юры. Амплитуды таких смещений различны и в некоторых случаях превышают сотню метров. Наряду с ними наблюдаются также поперечные сдвиги меридионального или северо-северо-западного простирания, а также различно ориентированные сбросы. Амплитуды последних иногда достигают десятков метров.

Многочисленные дизъюнктивы развиты в юго-западной части южного крыла, в отроге Лямабурун. Они представлены здесь серией сбросов северо-западного простирания, максимальная амплитуда смещения по которым достигает 200 м. Можно предполагать, что с этими разрывами связано быстрое погружение известняков южного крыла под четвертичные отложения. В таком случае они, возможно, являются результатом вертикальных движений, более поздних, чем основная складчатость Большого Балхана.

Строение западного окончания Большешалханской антиклинали наименее ясно, так как большая часть его размыта и погребена под четвертичными отложениями. Сохранились от размывания лишь северное крыло и прилегающие к нему незначительные участки ядра складки (рис. 73). Северное крыло вновь приобретает здесь широтное простирание и характеризуется вертикальным или опрокинутым залеганием меловых и палеогеновых отложений и наличием двух крупных продольных разрывов с амплитудой смещения, превышающей местами 1000 м. Эти разрывы приводят в соприкосновение среднеюрские и верхнеюрские отложения с различными горизонтами мела до сеномана включительно. Они имеют характер взбросов или крутопадающих надвигов с опущенным северным крылом (рис. 74).

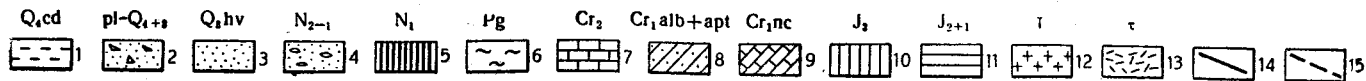
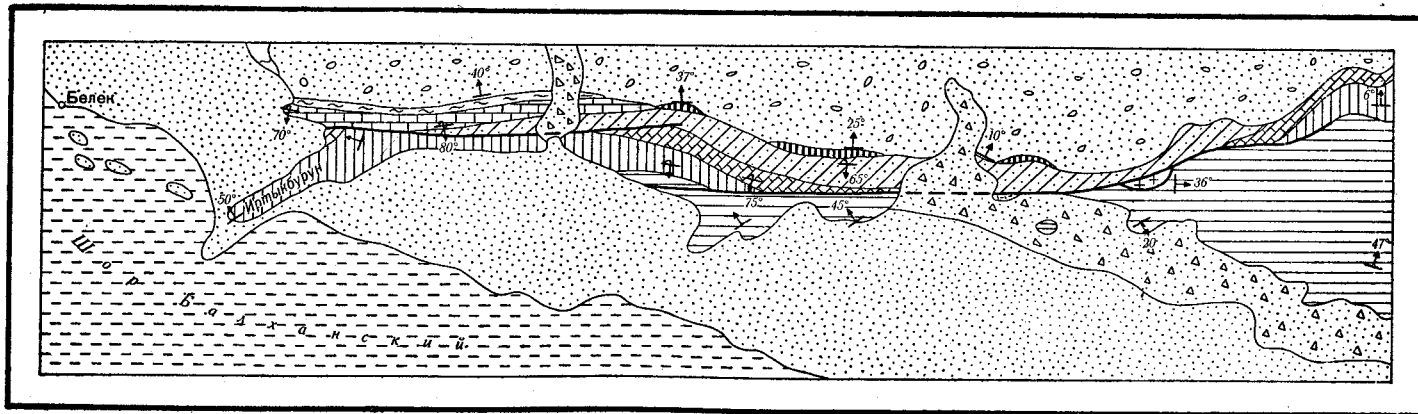


Рис. 73. Геологическая карта северо-западного окончания Большебалханской антиклинали
 1—новокаспийский ярус; 2—пролювий; 3—хвалынский ярус; 4—континентальный неоген (кюрянская свита); 5—морской миоцен; 6—палеоген;
 7—верхний мел; 8—алт и альб; 9—неоком; 10—верхняя юра; 11—средняя и нижняя юра; 12—граниты; 13—вулканические туфы; 14—тектонические
 разрывы; 15—разрывы, скрытые под четвертичными отложениями

В гряде Иртыкбурун, представляющей собой видимый западный конец структуры, пласты верхней юры и неокома изменяют простирание на СВ—ЮЗ и приобретают падение на северо-запад под углом до 50° . Это изменение простирания, по всей вероятности, означает общее погружение структуры в западном направлении.

Характер взаимоотношения юрских и неокомских отложений на обоих крыльях Большебалханской антиклинали показывает, что юрские отложения до начала накопления осадков мелового возраста были дислоцированы и образовали складки более или менее широтного прости-

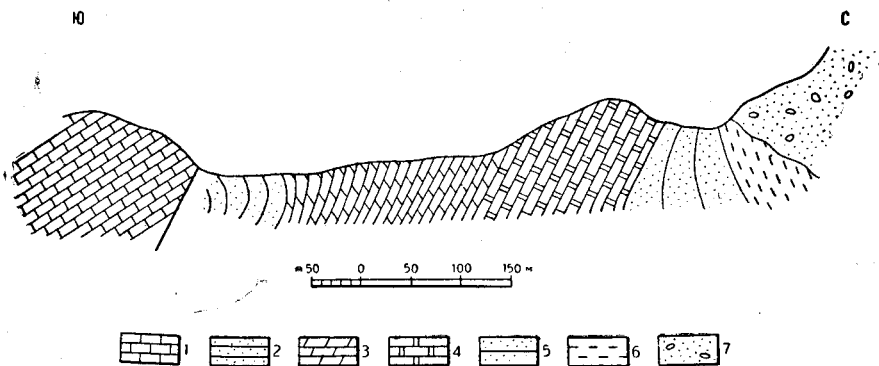


Рис. 74. Геологический разрез на северо-западном окончании Большебалханской антиклинали от северного конца гряды Иртыкбуруна до подножия обрыва Кюрян-Кюре

1—верхняя юра; 2—сеноман; 3—турон и сенон; 4—датский ярус; 5—палеоген (песчаники и известняки); 6—палеоген (глины); 7—континентальный неоген (кюряннская свита)

рания. Особенно отчетливо домеловая складчатость видна на северном крыле, где меловые отложения Огланлинской гряды срезают три антиклинальные и три синклинали в юрских породах.

В домеловых синклиналях под неокомом залегают верхнеюрские отложения, представленные в наиболее крупной складке (гора Огланлы) почти полным разрезом. В домеловых антиклиналях неоком лежит трансгрессивно на различных горизонтах средней юры. Наибольшая амплитуда донеокомского поднятия наблюдается у восточного окончания Огланлинской гряды, где в донеокомское время была размыта мощная толща средней юры (свыше 1000 м), включающая весь батский и значительную часть байосского яруса. На крыльях домеловых складок отчетливо выражено несогласие в углах и азимутах падения между юрскими и неокомскими отложениями, причем угловое несогласие достигает местами 45° (гора Кяриз) и даже 70° (Балкую).

К. Машрыков, изучавший в последние годы угольные месторождения Большого Балхана, относит образование складок в юрских отложениях размытого свода антиклинали также к домеловому возрасту.

На юго-западе (Лямабурун) и северо-западе структуры (Борджоклы) домеловая складчатость не проявилась и неокомские отложения согласно залегают на верхних горизонтах верхней юры. С домеловыми тектоническими движениями связана сильная фациальная изменчивость верхних горизонтов юрского разреза (см. очерк стратиграфии верхней юры, стр. 114—115).

КУБАДАГСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬ

Дать сколько-нибудь полную характеристику Кубадагской антиклинали не представляется возможным, так как от нее сохранились лишь неполное северное крыло и отдельные незначительные по площади участки ядра складки. Большая часть этой антиклинали размыта и погребена под уровнем Краснодарского залива и четвертичными отложениями его побережья. Судя по сохранившимся остаткам этой складки, она представляет собой вытянутую в широтном направлении антиклинальную структуру с плоским сводом и крутым, на значительном протяжении опрокинутым и разорванным северным крылом (рис. 75).

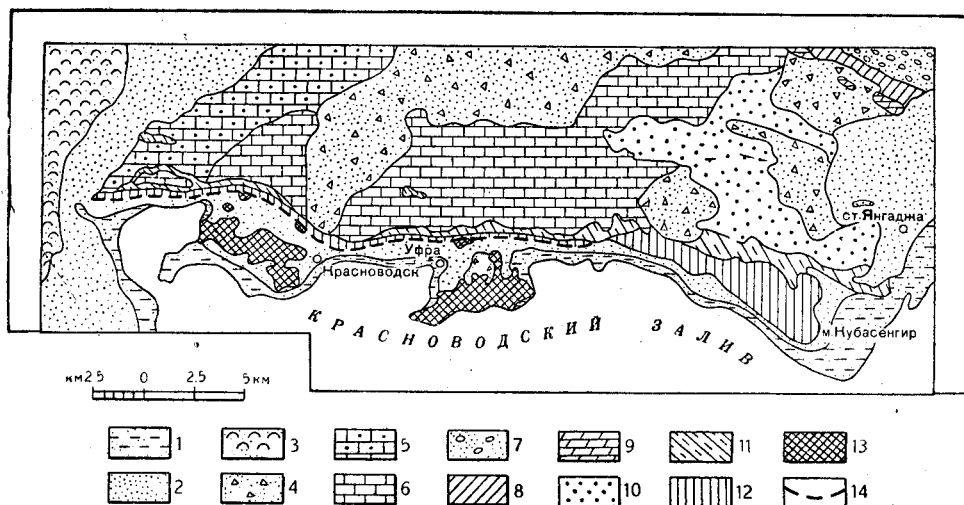


Рис. 75. Геологическая карта Куба-Дага (по Н. П. Луппову и Е. А. Худобиной)

1—новокаспийский ярус; 2—хвалынский ярус; 3—золотые пески; 4—пролювий; 5—апшерон; 6—акчагыл; 7—континентальный неоген (кюроянская свита); 8—палеоген; 9—верхний мел; 10—апт и альб; 11—неоком; 12—верхняя юра; 13—магматические породы; 14—тектонические разломы

У Краснодарска сохранившиеся участки ядра складки образованы комплексом изверженных пород, которые не только слагают массивы Шах-Адам и Уфра, но и образуют ряд мелких изолированных выходов из-под четвертичных отложений между этими массивами и Куба-Дагом и у подножья последнего (рис. 76). Все эти выходы, по всей вероятности, образуют единый массив, представляющий собой древний субстрат, на котором отлагались осадки юрского возраста.

Массив изверженных пород находится в тектоническом контакте с осадочными отложениями Куба-Дага, которые находятся в опрокинутом залегании, падая на юг под углом 60—70°. Между верхнеюрскими отложениями Куба-Дага и изверженными породами местами имеется перемятая зона, в которой наряду с раздробленными и превращенными в милонит порфиритами зажаты клочки глинистых и углистых сланцев и песчаников, вероятно, имеющих среднеюрский возраст. Этот факт позволяет предполагать, что местами отсутствие ниже- и среднеюрских отложений не является здесь первичным, а отчасти может быть обусловлено тектоническими причинами. Изложенные данные показывают, что в окрестностях Краснодарска имеется крупный продольный

разрыв, проходящий у подножия Куба-Дага, по которому магматическое ядро антиклинали надвинуто на опрокинутое северное крыло (см. рис. 76).

Осадочная серия Куба-Дага состоит из отложений верхнеюрского и неокомского возраста. Нижние горизонты этой серии, как уже было сказано, находятся у Красноводска в опрокинутом залегании. В более высоких слоях наблюдается вертикальное залегание или крутое (не менее 70°) падение на север. Внутри этой крутозалегающей толщи имеются ненормальные контакты, с выжиманием более пластических глинистых пород, что вызывает местами значительное уменьшение общей мощности осадков (рис. 77).

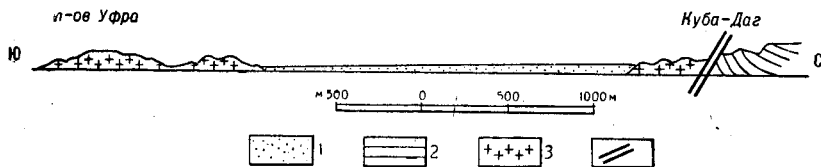


Рис. 76. Геологический разрез через полуостров Уфра и Куба-Даг
1—четвертичные отложения; 2—мезозойские отложения; 3—порфириты;
4—тектонический разлом

Ширина зоны крутозалегающих и опрокинутых слоев достигает в Куба-Даге 250—300 м. Далее крутое залегание пластов внезапно сменяется почти горизонтальным, наблюдаемым в верхних горизонтах неокома (рис. 78).

Более высокие горизонты мела скрыты под горизонтальным покровом акчагыла, который лежит трансгрессивно на размытой поверхности юрских и меловых пород.

Акчагыльские пласты у Куба-Дага местами рассечены сбросами, параллельными общему направлению структуры, с амплитудой порядка нескольких метров. По сбросам опущены южные крылья. Мелкие сбросы, с амплитудой не более 0,25 м, пересекают также древнекаспийские (хазарские) отложения на перешейке, отделяющем массив Уфра от Куба-Дага (рис. 79).

Строение восточной половины Куба-Дага существенно отличается от западной. Выходы магматических пород здесь отсутствуют, а характер залегания осадочных пород иной, чем у Красноводска.

Далеко вдающийся к югу мыс Кубасенгир сложен верхнеюрскими отложениями, которые лежат здесь почти горизонтально, а севернее приобретают пологое, но с постепенно увеличивающимися углами, северное падение. По всей вероятности, мы имеем здесь сохранившийся участок свода антиклинали, сложенный верхнеюрскими отложениями (см. рис. 75).

К северу от мыса Кубасенгир можно наблюдать последовательность отложений северного крыла антиклинали от верхних горизонтов юры до палеогена включительно. В поперечном разрезе северного крыла здесь отчетливо выражены две флексуры: первая в неокомских отложениях, где местами наблюдается вертикальное и даже опрокинутое залегание, охватывающее небольшую по мощности толщу, а вторая в отложениях верхнего мела и палеогена, где углы падения достигают $40-60^\circ$. В промежуточном участке, сложенном аптскими и альбскими отложениями, падение пластов пологое и не превышает $10-15^\circ$.

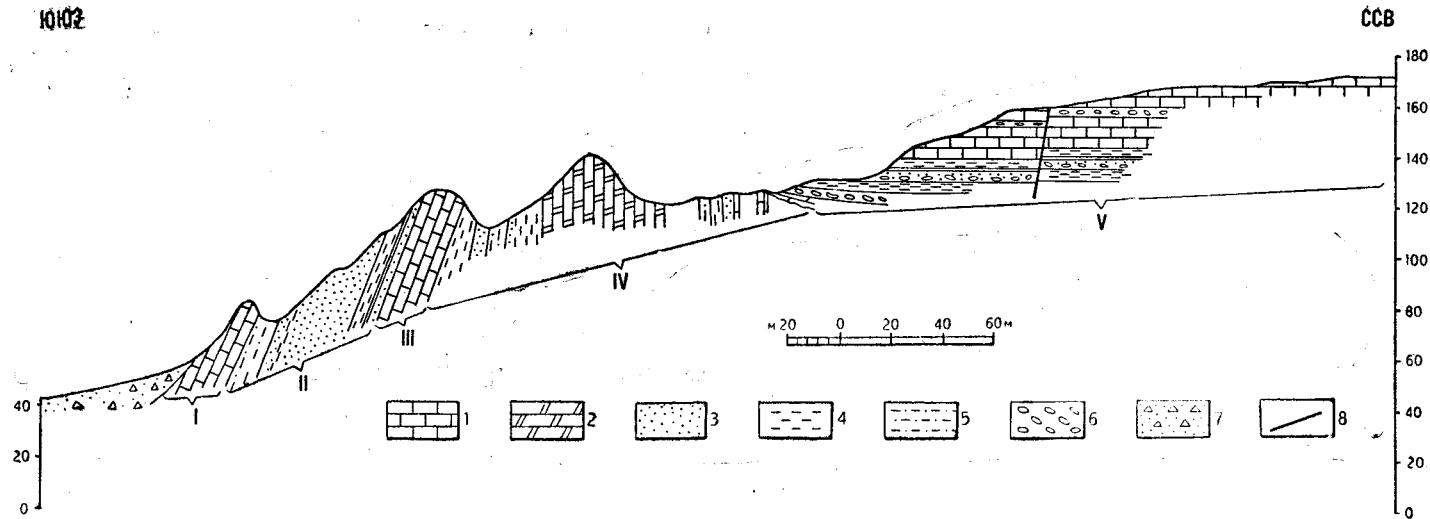


Рис. 77. Геологический разрез Куба-Дага у Кокджола

I—морская верхняя юра; *II*—нижняя красочетная толща (титон); *III*—морские отложения валанжина; *IV*—лагуно-морские отложения готерива; *V*—акчагыл
 1—известняки; 2—доломиты; 3—песчаники; 4—глины; 5—песчанистые глины и алеволиты; 6—конгломераты; 7—рыхлые обломочные четвертичные отложения; 8—сброс

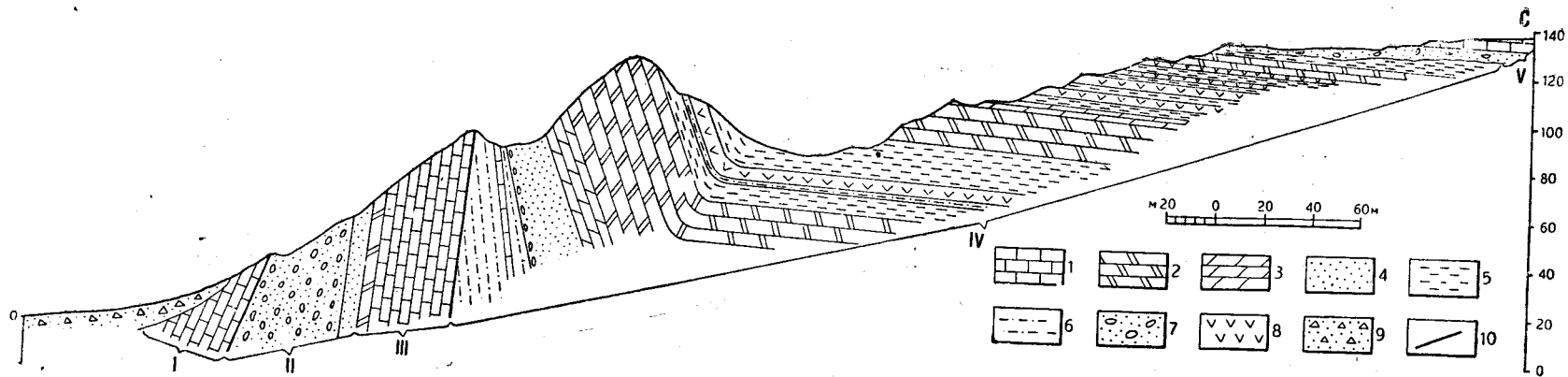


Рис. 78. Геологический разрез Куба-Дага против полуострова Уфра

Римские цифры обозначают то же, что и на рис. 81

1—известняки; 2—доломиты; 3—мергели; 4—песчаники; 5—глины; 6—глинистые песчаники и алеволиты;
7—конгломераты; 8—гипсы; 9—рыхлые обломочные отложения (пролювий); 10—тектонические контакты

Угловое несогласие между отложениями юры и мела в Куба-Даге не отмечается. Это, очевидно, объясняется тем, что простирание верхнеюрской складки совпадает с простиранием современной Кубадагской антиклинали и гряда Куба-Даг соответствует верхнеюрскому синкли-

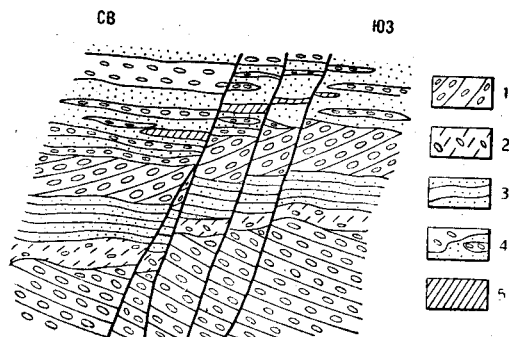


Рис. 79. Сбросы в хазарских отложениях на перешейке полуострова Уфра (зарисовка)

1—косослойный галечник; 2—суглинок с мелкими гальками; 3—песок мелкозернистый правильнослойный; 4—песчано-галечная толща; 5—алевроит

нальному прогибу, где процесс осадконакопления не прерывался. Домеловые тектонические движения здесь выразились лишь в изменениях фациальных особенностей осадков: смене известняков в верхней части юрского разреза континентальными и лагунными осадками.

ВОСТОЧНОЕ ОКОНЧАНИЕ КУБАДАГСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ И ЕЕ СООТНОШЕНИЕ С АНТИКЛИНАЛЬЮ БОЛЬШОГО БАЛХАНА

Структурные особенности восточного окончания Кубадагской антиклинали неизвестны, так как эта часть складки почти целиком размыта и погребена под уровнем Красноводского залива и четвертичными отложениями побережья и дна ныне высохшего Балханского залива. Имеющиеся данные позволяют прийти к выводу, что Кубадагская антиклиналь протягивается далеко к востоку от мыса Кубасенгир.

На острове Дагада, лежащем в 15 км к востоку от названного мыса, на одной широте с выходами красноводских изверженных пород, т. е. как раз на продолжении оси Кубадагской складки, имеются выходы магматических пород, описанные еще в первой половине прошлого столетия Эйхвальдом (1834). Наблюдения О. С. Вялова (1940б) показывают, что эти породы представлены теми же типами, что и в окрестностях Красноводска, и трансгрессивно покрываются мезозойскими известняками (верхняя юра или валанжин), в основании которых лежит пласт конгломерата. Здесь, повидимому, сохранился незначительный участок ядра антиклинали.

О продолжении антиклинальной складки к востоку от острова Дагада можно судить по наличию толщи неогеновых конгломератов, которая обнажается в обрыве Кюрянын-Кюре, окаймляющем с севера эту погребенную часть структуры, и на севере уходит под акчагыл Красноводского плато. Наличие здесь толщи конгломератов, несомненно представляющих собой предгорные накопления, свидетельствует, что еще в середине неогенового времени (конец миоценового — начало плиоце-

нового) к югу от этого обрыва поднимались горные возвышенности, разрушение которых и дало обломочный материал, составляющий конгломератовую толщу. Петрографический состав слагающих ее компонентов показывает, что эти возвышенности состояли из магматических и мезозойских осадочных пород.

Вопрос о том, имеет ли Кубадагская антиклиналь непосредственную связь с северо-западным окончанием антиклинали Большого Балхана или же она является самостоятельной антиклиналью, обособленной от последней, не может быть разрешен по имеющимся геологическим данным. Материал для ответа на этот вопрос дают геофизические исследования, проведенные в 1949—1951 гг. Средне-Азиатским геофизическим трестом. Эти исследования проведены Н. В. Эпштейном (гравиметрия), Н. А. Туезовой (магнитометрия), И. К. Туезовым и В. А. Хариковым (сейсмометрия) и обобщены вместе с геофизическими данными по Прикаспийской низменности Ю. Н. Годиным.

Гравиметрическими работами (Н. В. Эпштейн) выявлено наличие между Ягманом и побережьем Красноводского залива вытянутой в широтном направлении полосы положительных аномалий силы тяжести, идущей от Большого Балхана в сторону Красноводска. Эта полоса распадается на два максимума, разделенных в районе ст. Белек неширокой зоной, характеризующейся пониженными значениями силы тяжести.

В соответствии с интерпретацией Н. В. Эпштейна и Ю. Н. Година оба максимума, очевидно, соответствуют антиклинальным структурам в мезозойских породах, а промежуточная зона — разделяющему эти структуры прогибу. Восточный максимум хорошо совпадает с северо-западным окончанием Большебалханской антиклинали. Западный максимум лежит на продолжении Кубадагской складки и, очевидно, соответствует восточному ее окончанию.

Таким образом, в свете последних данных Большой Балхан и Куба-Даг должны рассматриваться как две обособленные антиклинальные структуры, расположенные на одной линии и разделенные небольшой седловиной. При этом Кубадагская антиклиналь прослеживается на восток почти до ст. Белек. В целом обе антиклинальные складки представляют собой единую зону поднятия, ограничивающую с севера депрессию Прикаспийской низменности, и могут рассматриваться как одна сложно построенная мегантиклиналь.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БОЛЬШОГО БАЛХАНА И КУБА-ДАГА

Сравнение стратиграфических разрезов Большого Балхана и Куба-Дага показывает существенные различия между ними. Отложения нижней и средней юры, имеющие в Большом Балхане огромную мощность, в Куба-Даге отсутствуют, и их отсутствие, вероятно, является первичным. В то же время изверженные породы, известные в Большом Балхане лишь в виде небольших изолированных выходов, в Куба-Даге приобретают значительное развитие. Наконец, отложения неокома, представленные в Большом Балхане известняками, переходят в Куба-Даге в большей своей части в лагунные фации. Общая мощность мезозойского осадочного комплекса в Куба-Даге заметно меньше, чем в Большом Балхане.

Указанные различия могут быть объяснены тем, что оба звена этой сложной структурной системы в мезозойское время находились в различных геотектонических условиях. Большой Балхан, по крайней мере с конца нижнеюрского времени, находился в зоне прогиба, представляющего северную окраину Копетдагской геосинклинали. В то же время на месте Куба-Дага был расположен приподнятый древний массив, который лишь с верхнеюрского времени и в меньшей степени, чем Большой Балхан, был захвачен погружениями. Граница зоны прогиба, вероятно, проходила южнее Куба-Дага и прилегающих к нему выходов изверженных пород.

С огмеченными особенностями геотектонического развития, очевидно, связаны и различия в формах проявления альпийского тектогенеза в Большом Балхане и Куба-Даге.

В Большом Балхане, где доюрский субстрат был глубоко опущен, а мезозойский осадочный комплекс и в особенности легко сминаемая юрская сланцевая толща достигают большой мощности, альпийские орогенические движения проявились преимущественно в пликативной форме. Дизъюнктивные дислокации здесь довольно многочисленны, но за исключением северо-западного окончания антиклинали и Лямабуруна, имеют подчиненное значение и отличаются небольшой амплитудой смещения. Они представляют собой лишь осложнения пликативной тектоники.

Появление более крупных продольных разломов на северо-западном конце Большешалханской антиклинали и в Куба-Даге и общий характер Кубадагской антиклинали, характеризующейся плоским сводом и крутыми флексурами на северном крыле, можно связывать с более приподнятым залеганием жесткого фундамента и выпадением из разреза юрской сланцевой толщи. Особенности тектоники этого участка, вероятно, обусловлены продольными расколами в жестком фундаменте и относительно небольшими перемещениями отдельных его блоков.

Отсутствие в настоящее время видимых следов большей части Кубадагской складки и западного окончания Большого Балхана едва ли можно объяснить только денудационными процессами. Трудно предположить, что высокий массив изверженных пород, который еще в середине неогенового времени давал обломочный материал для конгломератов кюрянынской свиты, или западное окончание хребта Большого Балхана, сложенное трудно размываемой известняковой толщей, были без остатка уничтожены денудацией, тогда как состоящий из значительно менее крепких пород обрыв Кюрянын-Кюре или сложенные юрскими песчаниками гряды у ст. Ягман сохранились. Можно предполагать наличие крупных сбросов, по которым был опущен участок, занятый ныне Красноводским заливом и п-овом Дарджа. Эти сбросы, очевидно, были связаны с глубокими погружениями располагающейся южнее Прикаспийской низменности. Возникновение их следует относить к плиоценовому времени, после окончания складчатых движений.

Фактические данные о наличии сбросовых дислокаций, ограничивающих с севера депрессию Прикаспийской низменности, получены при производившихся в последние годы геофизических исследованиях (см. очерк глубинной тектоники Прикаспийской низменности). Согласно Ю. Н. Годину, здесь развиты протяженные ступенчатые сбросы, вызванные погружением по разломам депрессионных зон. Возникновение этих дизъюнктивных дислокаций Ю. Н. Годин предположительно относит к концу миоценового — началу плиоценового времени.

С указанными разломами, возможно, связаны сбросовые дислокации северо-западного простирания, рассекающие верхнюю юру и неоком у Лямабуруна. С дизъюнктивами, по которым опускалась южная часть Кубадагской складки, вероятно, связаны мелкие сбросы, рассекающие акчагыл Куба-Дага.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ БОЛЬШОГО БАЛХАНА И КУБА-ДАГА

Время проявления и характер доюрских тектонических движений в районе Большого Балхана и Куба-Дага неизвестны.

В течение ниже- и среднеюрского времени район Большого Балхана был охвачен глубокими погружениями и здесь накапливалась мощная толща преимущественно морских осадков. На месте Куба-Дага, по-видимому, располагался приподнятый древний массив. С начала верхнеюрского времени погружение охватило обе структуры, что привело к полному затоплению их морскими водами.

В конце юрского периода происходили орогенические движения, начавшиеся, вероятно, в кимериджский век и продолжавшиеся в течение всего титонского времени. Они вызвали образование антиклинальных складок приблизительно широтного направления. Сводовые части этих антиклиналей подверглись интенсивному размыву, который в Большом Балхане местами достиг отложений байосского яруса, а в Куба-Даге даже магматического ядра. В то же время в зонах синклиналиных прогибов местами происходило непрерывное накопление осадков, очень непостоянных в фациальном отношении и выраженных то в морских, то в лагунных и континентальных фациях.

С начала мелового периода возобновились опускания, охватившие всю площадь. В течение мелового и палеогенового времени здесь происходило накопление мощной толщи осадочных пород морского происхождения. Исключение представлял в начале неокомского времени район Куба-Дага, где наличие остатков горных сооружений, созданных верхнеюрскими движениями, обусловило существование лагунных условий, сменившихся лишь с барремского века морскими. Незначительные колебательные движения вызывали местные перерывы в осадконакоплении (граница сеномана и датского яруса и может быть, граница турона и сенона в Большом Балхане). С поднятиями начала палеогенового времени, вероятно, нужно связывать песчаниковый характер низов палеогенового разреза в Большом Балхане.

Современная структура Большого Балхана создана тектоническими движениями, происходившими в середине третичного периода. Могут быть выделены две фазы этих движений: первая в конце палеогенового — начале миоценового и вторая в конце миоценового времени. Наличие этих двух фаз отчетливо видно в северо-западном окончании Большебалханской антиклинали, восточнее Иртыкбуруна, где на опрокинутых слоях мела и палеогена лежат слои морского миоцена, падающие на север под углом до 40°. Уже в первую фазу были созданы основные черты антиклинальных структур и в районе Куба-Дага размыв достиг магматического ядра. Поднятия второй фазы обусловили накопление к северу от антиклинальной структуры мощной толщи конгломератов юр्यानской свиты. Акчагыльские отложения уже не затронуты складчатыми движениями и лежат более или менее горизонтально на размытой поверхности более древних пород.

Повидимому, с начала плиоценового времени складкообразовательные движения в пределах района сменились вертикальными. К этому времени, возможно, приурочено возникновение продольных разломов, по которым были опущены значительная часть Кубадагской складки и западная часть структуры Большого Балхана. Движения по разломам, возникшим, вероятно, в доакчагыльское время, продолжались и после отложения акчагыльских слоев.

В четвертичное время продолжались небольшие подвижки по прежним разломам на границе опустившегося блока, следы которых видны в небольших сбросах, пересекающих хазарские отложения на п-ове Уфра.

КРАСНОВОДСКОЕ ПЛАТО И ЧИЛЬМАМЕДКУМЫ

Первые соображения о тектонике Красноводского плато были высказаны в 1905 г. Н. И. Андрусовым (1905). Его мысль о наличии в районе плато синклинали получила дальнейшее развитие и обоснование в трудах Г. А. Лебедева (1932) и Л. А. Никитюк (1932). Ценные данные были внесены геофизическими исследованиями, производившимися в 1932—1934 гг. Некоторые новые детали тектоники выявлены в 1941—1946 гг. работами Туркменского геологического управления (В. В. Майвальд, В. В. Шумов, Л. В. Неронова). Однако и до сих пор в структуре Красноводского плато еще много неясного, что легко объясняется наличием почти недислоцированного акчагыльского покрова, скрывающего строение более глубоких зон земной коры. Еще меньше данных имеется о тектонике Чильмамедкумов и Предбалханской равнины, структура которых замаскирована сплошным покровом четвертичных отложений.

Красноводское плато и лежащие к востоку от него песчаный массив Чильмамедкумы и северная Предбалханская предгорная равнина в целом располагаются в зоне прогиба, отделяющего структуру Большого Балхана и Куба-Дага от антиклинальных поднятий Туаркырской группы. Этот прогиб вытянут в запад-северо-западном направлении, соответственно простиранию ограничивающих его с обеих сторон антиклинальных структур. Ширина его на востоке 40—45 км, а на западе увеличивается до 65—75 км. Мезозойские и более древние горные породы в пределах прогиба скрыты на глубине, а на поверхности обнажаются отложения не древнее палеогена. Западная часть прогиба, соответствующая Красноводскому плато и прилегающей к нему с запада приморской низменности, по своему строению отличается от восточной, соответствующей пескам Чильмамедкумам и Предбалханской равнине.

В западной части широкий и плоский прогиб ограничен на юге крутым северным крылом Кубадагской антиклинали, сложенным палеогеновыми и меловыми отложениями, а на северо-востоке — пологим поднятием верхнемеловых отложений крайней из антиклиналей Туаркырской группы. Строение прогиба, сравнительно простое в акчагыльских отложениях, значительно сложнее в более древних отложениях.

Акчагыльские отложения, слагающие поверхность плато, образуют очень пологую мульду с наклонами пород, за редкими исключениями, не превышающими 1—2°, а обычно измеряемыми минутами. Мульда замкнута на востоке и характеризуется осью, погружающейся к запад-северо-западу, в результате чего на крыльях и на восточном замыкании пласты акчагыла подняты до абсолютной высоты более 200 м, а на северо-западе по оси мульды они опускаются ниже высоты 50 м, скрываясь под хвалынскими отложениями.

В отложениях миоцена Л. В. Нероновой, суммирующей, помимо своих наблюдений, данные других исследователей, указываются более значительные наклоны пластов, достигающие $6-10^\circ$, а в отдельных пунктах и 20° . Это показывает, что в миоценовых и несомненно в более древних (палеогеновых и меловых) отложениях прогиб осложнен дополнительной складчатостью, характер которой не вполне ясен. Некоторые данные для суждения о ней дают материалы электроразведочных работ, проводившихся в 1933—1934 гг. М. В. Воробьевым и С. А. Шатиловым, которыми выявлено наличие трех более или менее параллельных прогибов запад-северо-западного простирания.

Сопоставляя эти данные с наблюдениями над условиями залегания горных пород на выходах, Л. В. Неронова приходит к выводу о наличии в пределах прогиба параллельных его оси синклинальных и разделяющих их антиклинальных складок, из которых основная синклиналь, характеризующаяся наибольшим прогибанием, является самой южной и расположена не посередине прогиба, а ближе к его южному краю. Ось послеакчагыльской мульды расположена значительно севернее и приблизительно совпадает с осью северной из вышеуказанных синклиналей.

Для суждения о глубинной структуре рассматриваемого района некоторый материал дают геофизические исследования, производившиеся в 1932—1934 гг. на западной окраине Краснодарского полуострова. Здесь маятниковыми наблюдениями (Архангельский и Федынский, 1936; Шрейдер, 1948) к северу от Красноводска выявлены крупные положительные аномалии силы тяжести, свидетельствующие о наличии на глубине тяжелых масс. Сейсморазведкой, проводившейся М. В. Воробьевым и С. А. Шатиловым по меридиональной линии западнее меридиана Красноводска, под осадочной толщей установлено присутствие пород, характеризующихся очень большими скоростями упругих колебаний (свыше 5000 м/сек), которые М. В. Воробьев не без основания рассматривает как магматические породы типа красноводских. Глубина залегания этих пород определяется сейсморазведкой в $1000-1500 \text{ м}$, за исключением участка в северо-западной части полуострова, к югу от колодцев Ташкудук, где она уменьшается до 500 м .

Эти данные заставляют предполагать, что в западной части Красноводского полуострова прогиб является наложенным и скрывает под собой массив магматических пород, вероятно соответствующих по возрасту магматическим породам Красноводска. При этом сопоставление глубин залегания изверженных пород, указываемых по данным сейсморазведки, с данными о мощностях мезозойских и палеогеновых отложений позволяет предполагать, что на западной окраине Красноводского полуострова нельзя ожидать сколько-нибудь мощного развития юрских отложений, которые местами могут даже совершенно отсутствовать. На участке же южнее колодцев Ташкудук, если только справедливы выводы о глубине залегания магматических пород, опирающиеся на данные сейсморазведки, нужно предполагать значительное сокращение в мощности меловых и палеогеновых отложений.

Строение восточной половины прогиба еще менее ясно, чем западной, так как она полностью скрыта под толщей верхнеплиоценовых и четвертичных отложений. В южной части, непосредственно к северу от Большебалханской антиклинали, можно предполагать наличие сравнительно неособого передового прогиба, заполненного толщей предгорных выносов Большого Балхана. Здесь меловые отложения, несомненно, опущены на большую глубину. Севернее возможен постепенный подъем

меловых отложений, которые выходят на поверхность в своде Кемальской антиклинали.

Никаких данных для предположения о наличии в пределах прогиба осложняющих его складок или разломов не имеется. Акчагыльские отложения, развитые в зоне прогиба, не обнаруживают признаков складчатых деформаций, но показывают общий наклон к востоку: на западе они залегают на высоте более 200 м, а на востоке, постепенно понижаясь до отметок около нуля и ниже, скрываются под четвертичной толщей Низменных Каракумов.

В кратких чертах история тектонического развития рассматриваемого района сводится к следующему. Синклинальный прогиб возник в середине третичного периода, одновременно с формированием складок в Большом Балхане и Куба-Даге, с одной стороны, и в Туаркыре, с другой. В конце миоценового—начале плиоценового времени, одновременно с повторными движениями в пределах Кубадаг-Большебалханской мегантиклинали, происходили незначительные тектонические движения, в западной части прогиба отразившиеся на слоях морского миоцена, местами имеющих падение 6—10° и даже более. В это же время южная, прилегающая к Кубадаг-Большебалханской мегантиклинали зона прогиба стала ареной накопления мощной толщи обломочных пород, сносившихся с поднимавшихся в это время гор Большого Балхана, Куба-Дага и ныне разрушенного восточного продолжения последнего. Общее погружение зоны прогиба к началу верхнеплиоценового времени обусловило трансгрессию акчагыльского моря, которое отложило толщу осадков значительной мощности (до 130 м).

Послеакчагыльские движения по-разному происходили в западной и восточной частях прогиба. На западе преобладали восходящие движения, которые привели к образованию современного плато, высоко поднимающегося над прилегающей к нему с юга депрессией. На востоке, к северу от Большого Балхана, преобладали опускания, размах которых увеличивался к востоку, что привело к возникновению пониженной зоны, разделяющей горный хребет Большой Балхан и область Туаркыра. Следует отметить, что наибольшими поднятиями была охвачена средняя часть прогиба, что привело к распаду его на две обособленные мульды: западную — Красноводскую, ось которой погружается на запад-северо-запад, и восточную — Чильмамедкумскую, с осью, погружающейся на восток-юго-восток. Эти две мульды разделены поперечной перемычкой, располагающейся в восточной части Красноводского плато, примерно на меридиане Кызылкупа.

ТУАРКЫРСКИЙ РАЙОН И ЮГО-ЗАПАДНЫЙ УСТЮРТ

Наличие дислоцированных мезозойских отложений в районе Туаркыра было установлено еще в 1887 г. Н. И. Андрусовым (1889). Однако лишь в 1929 и 1930 гг. исследованиями Н. П. Луппова (1931, 1932) и отчасти Б. А. Федоровича (1930а) были выявлены основные черты тектоники этого района. Ряд новых данных получен в 1933—1935 гг. исследованиями В. А. Захаревича (1934), Н. П. Луппова (Наливкин и Луппов, 1936), В. В. Александрова, М. И. Александровой, А. И. Морозова и Е. А. Репман, а также производившимися в 1944 г. исследованиями Н. П. Луппова и П. В. Шишкина (Луппов, 1946а). В последнее время сведения о тектонике Туаркырского района были значительно дополнены при геологической съемке, производившейся в 1949—1950 гг. геологами

Туркменского геологического управления (В. С. Курбатов, М. П. Сукачева и др.), а на юге и востоке района также при геологических и гидрогеологических работах 1951 и 1952 гг., проводившихся Всесоюзным аэрогеологическим трестом, Туркменским геологическим управлением и Гидропроектом.

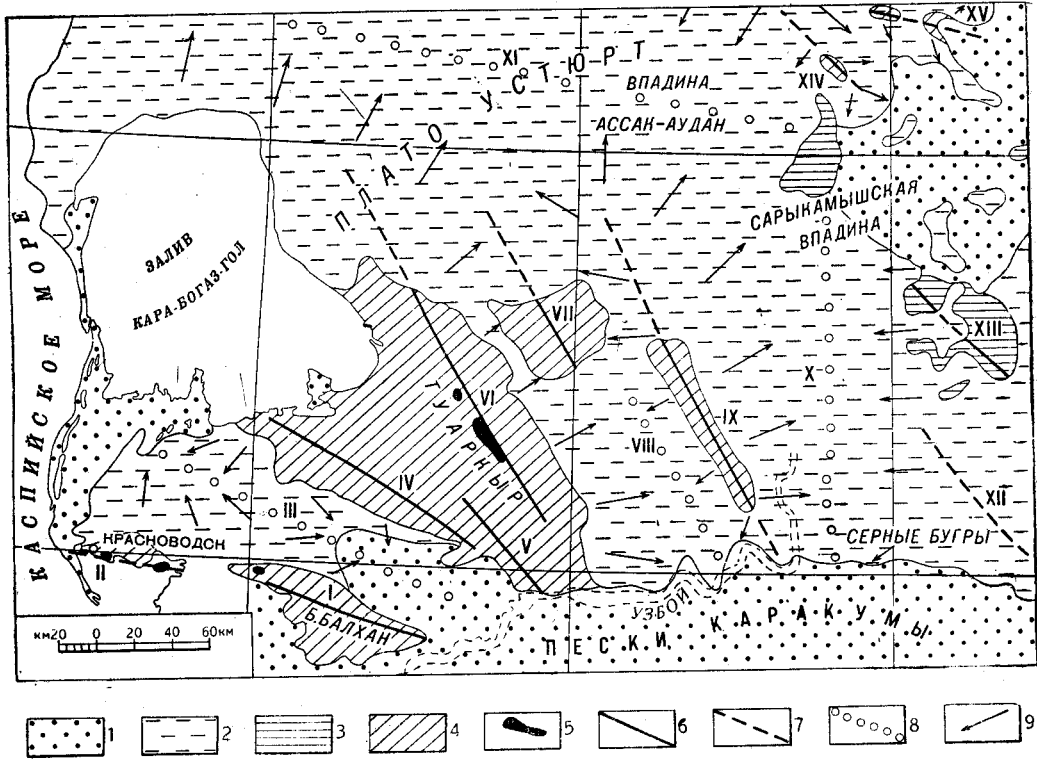


Рис. 80. Схема тектоники северо-западной части Туркменской ССР (Красноводский полуостров, Большой Балхан, Туаркырский район, Юго-Восточный Устьют, Сарыкмышская впадина, западная часть Северных Каракумов)

I—Большебалханская антиклиналь; II—Кубадагская антиклиналь; III—синклиналь Красноводского плато и Чильмамедкумов; IV—Кемальская антиклиналь; V—Бейнеуская антиклиналь; VI—Туаркырская антиклиналь; VII—Кумсебшенская антиклиналь; VIII—Учтаганский прогиб; IX—Гокленкуюсинская антиклиналь; X—Верхнеузбойский прогиб; XI—Ассакауданский прогиб; XII—Зеаглинская антиклиналь; XIII—Эшак-Кренкырское поднятие; XIV—Шорджинская антиклиналь; XV—Айбугирская антиклиналь

1—площадь сплошного распространения четвертичных отложений; 2—площадь горизонтального или полого-волнистого неогенового покрова; 3—площадь выходов палеогена с горизонтальным или почти горизонтальным залеганием; 4—площадь распространения дислоцированных юрских, меловых и палеогеновых отложений; 5—выходы магматических и доюрских осадочных пород; 6—оси главнейших антиклиналей; 7—те же оси, скрытые под неогеновым или четвертичным покровом; 8—оси главнейших прогибов в неогеновых отложениях; 9—направление наклона неогеновых отложений

Группа складок, известная под общим названием Туаркырской (Восточно-Карабогазской), расположена в северо-западной части Туркмении, к северу от Узбоя и Чильмамедкумов и к востоку и юго-востоку от залива Кара-Богаз-Гол. От антиклинальной структуры Большого Балхана Туаркырская группа складок отделяется крупным синклинальным прогибом Чильмамедкумов. Группа состоит из пяти главных антиклинальных складок, из которых три юго-западные приурочены к лишенному неогенового покрова участку между Устьюртом и Красноводским плато (собственно Туаркырский район), а две северо-восточные вскрыты

в бессточных впадинах, врезанных в миоцен Устюрта (рис. 82). Складки сформированы в мезозойских и отчасти палеогеновых отложениях и частично перекрыты отложениями миоцена, в которых наблюдаются очень пологие изгибы, повторяющие в слабой степени тектонику более древних пород.

Характерная особенность тектоники района — наличие крупных, широких, но в общем пологих антиклинальных складок, частично кулисообразно расположенных и в некоторых случаях сменяющихся по простиранию синклиналями. Все складки имеют простирания северо-западных румбов. В более западной части района отчетливо видно расхождение складок к северо-западу вследствие отклонения крайней юго-западной антиклинали (Кемальской) на запад-северо-запад, а центральной (Туаркырской) — на северо-северо-запад. Простирание восточных складок северо-северо-западное.

На юго-востоке складки погружаются и скрываются под четвертичными отложениями Каракумов. На северо-западе они частью скрываются под уровнем залива Кара-Богаз-Гол, а частью уходят под миоценовый покров Устюрта. Продолжение их под Устюртом можно проследить на некотором протяжении по повышенному залеганию сарматских отложений. Далее к северу складки Туаркырской группы, видимо, затухают, заканчиваясь у широтного Ассакауданского прогиба, протягивающегося от Сарыкамышской впадины до Южного Мангышлака. Этот прогиб, выраженный в пониженном залегании сармата, расположен к северу от границы Туркмении, в пределах которой к северу и северо-востоку от залива Кара-Богаз-Гол наблюдается очень пологий уклон миоценовых пластов в северном направлении.

Ассакауданский прогиб отделяет туаркырские складки от мангышлакских. Последние не имеют непосредственной связи с туаркырскими; они отличаются простиранием ЗСЗ—ВЮВ и не обнаруживают на востоке поворота в сторону Туаркыра, а продолжают в имеющих приблизительно то же простирание поднятиях Центрального Устюрта, которые связывают их через Айбугир с дислокациями низовьев Аму-Дарьи. Таким образом, складки Туаркырской группы должны рассматриваться как самостоятельный пучок складок, затухающий, не доходя до иначе ориентированных складок Мангышлака.

Туаркырская антиклиналь. Центральное положение в группе занимает Туаркырская антиклиналь (см. рис. 80). Она наиболее сложно построена и вскрывает наиболее древние горные породы. Это крупная антиклинальная структура, до 120 км длиной при ширине не менее 50 км (рис. 81). Простирание ее от СЗ 320° на юго-восточном конце изменяется до ССЗ 340° на северо-западном конце. Широкое ядро складки сложено в основном юрскими угленосными отложениями (средняя и отчасти нижняя юра), из-под которых на небольших участках обнажаются более древние породы триасового, пермского и среднепалеозойского (?) возраста (см. рис. 7). Крылья антиклинали и погружающийся к юго-востоку свод сложены пластами верхней юры, нижнего и верхнего мела. Северо-западное погружение структуры целиком скрыто под миоценовыми породами Устюрта. На юго-востоке антиклиналь замирает, не достигая Узбоя.

В ядре складки отчетливо различаются слабая дислоцированность с преобладающими весьма пологими залеганиями пластов в юрских отложениях и более интенсивная в доюрских горных породах.

Среднепалеозойские (?) сланцы, обнажающиеся в нескольких, весьма незначительных по площади участках, дислоцированы наиболее интенсивно. Они показывают сильную перемятость с крутыми падениями

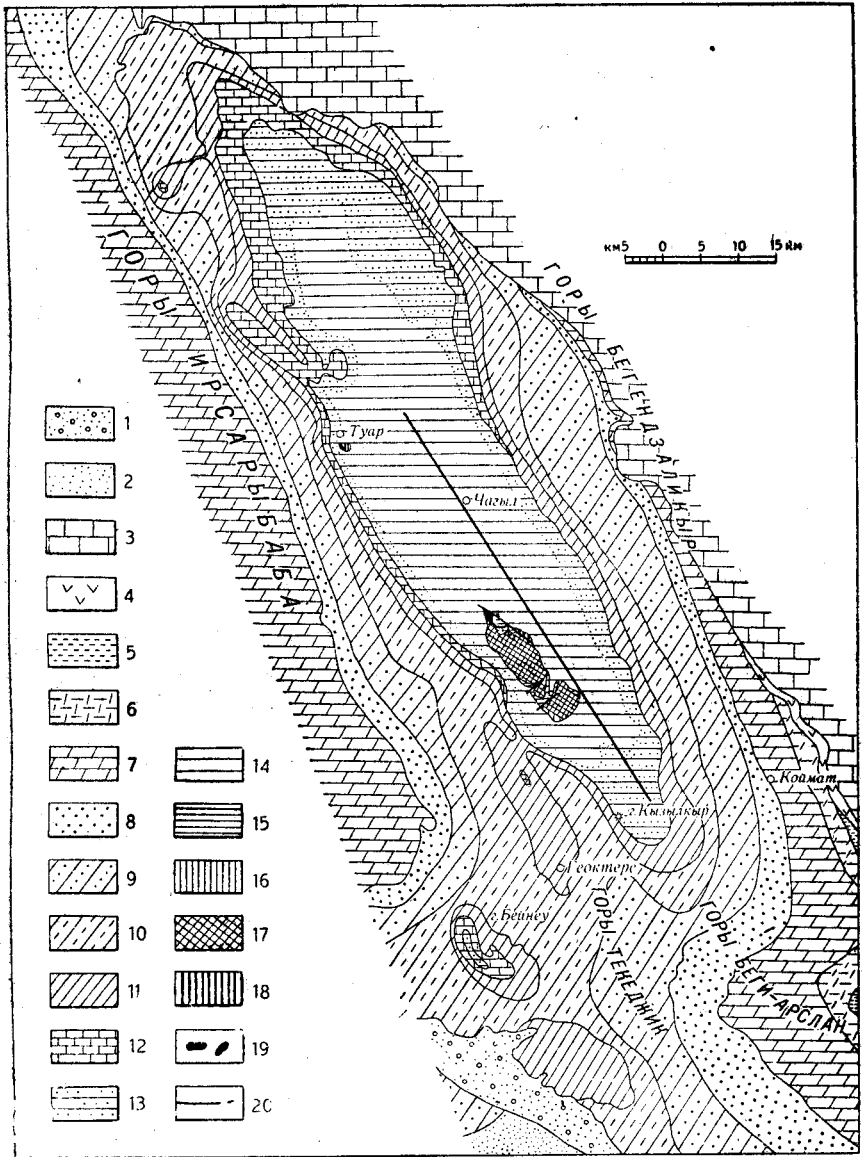


Рис. 81. Геологическая карта Туаркырской и Бейнеуской антиклиналей (по В. С. Курбатову, М. П. Сукачевой, В. Ф. Людвигу и Л. В. Нероновой)

1—хвалынский ярус; 2—золотые пески; 3—сармат; 4—средний миоцен; 5—олигоцен; 6—эоцен и палеоцен; 7—датский ярус, сенон, турон; 8—сеноман; 9—альб; 10—апт; 11—неоком; 12—верхняя юра; 13—средняя юра морская; 14—средняя юра континентальная; 15—нижняя юра; 16—нижний триас; 17—пермь; 18—средний палеозой (?); 19—магматические породы; 20—тектонические разрывы

пластов на северо-восток под углами не менее 70°, при общем северо-западном простирании, примерно совпадающем с простиранием всей структуры.

Пермские и тесно связанные с ними нижнетриасовые отложения, также обнажающиеся на сравнительно небольшой площади ядра Туаркырской антиклинальной структуры, образуют более спокойные складчатые формы того же северо-западного простирания. В тектонику этого участка, первоначально изучавшуюся Н. П. Лупповым, много нового внесено исследованиями В. С. Курбатова.

В пермских отложениях на большей части площади их выходов наблюдается юго-западное падение пластов с преобладающими углами от 25 до 50°, местами увеличивающимися до 70—80°. Мы имеем здесь юго-западное крыло антиклинальной складки. Северо-западное простирание этой складки приблизительно совпадает с простиранием главной Туаркырской антиклинали, но на юго-восточном конце отклоняется от него к востоку. Ядру этой антиклинали, повидимому, соответствуют выходы среднепалеозойских (?) сланцев у третьей возвышенности Кизылькия, взаимоотношения которых с пермскими породами не выяснены.

На северо-западном и юго-восточном концах полосы выходов пермских отложений В. С. Курбатовым установлено наличие антиклинального перегиба и пласты приобретают здесь довольно крутое падение на северо-восток. Здесь, очевидно, частично сохранились небольшие участки осевой части антиклинали, сложенной пермскими отложениями.

С юго-запада антиклиналь сопровождается синклинальной складкой, в большей своей части скрытой под юрскими отложениями. В значительных вскрытых на поверхности участках эта синклиналь сформирована в нижнетриасовых отложениях, согласно залегающих на пермской аманбулакской свите, и имеет, по В. С. Курбатову, более крутое (до 80°) юго-западное крыло и более пологое (40—45°) северо-восточное.

Вся толща пермских и нижнетриасовых пород перебита многочисленными разрывами, среди которых В. С. Курбатов различает доюрские и последюрские. Амплитуда доюрских разрывов достигает, по В. С. Курбатову, 300—350 м.

Отложения юрского возраста залегают на размытой поверхности дислоцированных доюрских горных пород и не участвуют в строении складок, сформированных пермскими и триасовыми отложениями.

Пликативная тектоника юрских отложений в размытом ядре Туаркырской антиклинали выражена серией очень пологих брахиантиклинальных и брахисинклинальных складок. В поперечном разрезе через юрское ядро структуры насчитывается до трех-четырех таких складок. Углы падения в таких складках обычно не превышают 5—7°, реже достигают 10—15°. С наиболее крупной антиклиналью второго порядка, расположенной ближе к юго-западному крылу структуры, и связан выход на поверхность доюрских горных пород.

Значительное развитие в юрском ядре Туаркырской антиклинали имеют дизъюнктивные дислокации, важная роль которых в тектонике этого ядра впервые была отмечена В. А. Захаревичем. Дизъюнктивы имеют характер сбросов и взбросов по крутопадающим поверхностям. Амплитуда таких смещений обычно колеблется в пределах от 1—2 м до двух-трех десятков метров, редко достигая более крупных величин.

В центральной и северо-восточной частях площади развития юрских отложений преобладающее направление сбросов и взбросов северо-восточное или северо-северо-восточное, косое или почти перпендикулярное по отношению к оси структуры.

Вдоль северо-восточного края выходов доюрских отложений прослеживаются более крупные продольные дизъюнктивные нарушения, имею-

щие характер взброса или крутопадающего надвига, по которым доюрское ядро местами надвинуто на запрокинутые юрские отложения. С этими нарушениями связаны выходы габбро, интрузию которого В. С. Курбатов относит к нижнеюрскому времени. Повидимому, здесь проходит древний доюрский разлом, движения по которому возобновились в юрское и послепюрское время.

К северо-западу от выходов доюрских пород развиты интенсивные продольные дизъюнктивные нарушения в юрской угленосной свите, приуроченные к антиклинальному перегибу. Здесь в зоне нарушений, имеющих характер взбросов, среднеюрские отложения местами приобретают крутые падения, до 50° . Повидимому, с этой же зоной дизъюнктивных дислокаций связаны выходы порфиритов и палеозойских сланцев у колодцев Туар.

Значительное развитие дизъюнктивных дислокаций имеет место на юго-востоке, в зоне начавшегося погружения юрского ядра Туаркырской антиклинали. Здесь сбросы и взбросы пересекают юрские и неокомские отложения. По В. А. Захаревичу и В. С. Курбатову, простираение дизъюнктивов здесь более или менее перпендикулярно простираению пластов и изменяется соответственно последнему.

В последнее время В. С. Курбатовым и В. Ф. Людвигом установлено наличие крупного продольного разрыва (взброса), пересекающего юрскую угленосную толщу восточнее выхода доюрских пород и прослеженного на десятки километров. По этому разрыву опущено юго-западное крыло складки. Амплитуда смещения достигает 300—400 м.

На крыльях Туаркырской антиклинали пласты верхней юры и нижнего и верхнего мела падают в обе стороны от ядра. Преобладают пологие углы падения, от $12\text{--}20^\circ$ в более древних слоях до $2\text{--}5^\circ$ в более молодых. На отдельных участках наблюдаются более крутые падения, до $30\text{--}50^\circ$ и даже больше. Они имеют характер флексур, затрагивающих сравнительно небольшую по мощности пачку пластов, и не прослеживаются по простираению на большом протяжении. Такие крутые падения наблюдаются на северо-восточном крыле антиклинали в пластах неокома и низов апта у родника Доунгра и в пластах верхнего альба и сеномана к западу от Коймата, а на юго-западном крыле — в пластах неокома к северу от колодцев Геоктере.

Строение юго-западного крыла Туаркырской антиклинали к северу от колодцев Туар осложнено ответвлением от нее двух второстепенных антиклинальных складок, хорошо выраженных в юрских и неокомских отложениях, где углы падения пластов местами достигают $50\text{--}60^\circ$. К северо-западу обе складки быстро выполаживаются, и в отложениях альбского яруса они уже не ощущаются.

Небольшая второстепенная брахиантиклиналь указывается В. С. Курбатовым севернее этих складок, у колодца Мансу. В ядре этой брахиантиклинали из-под неокома на небольшом участке обнажаются оксфордские известняки.

Более крупная брахиантиклинальная складка расположена на юге, между юго-восточным концом Туаркырской антиклинали и лежащей южнее Бейнеуской антиклиналью. Эта Геоктеринская брахиантиклиналь сформирована в неокомских отложениях, из-под которых в одном пункте обнажаются оксфордские известняки, выход которых был впервые обнаружен в 1935 г. В. В. Александровым.

Геоктеринская антиклиналь отделена от юго-восточного окончания Туаркырской антиклинали небольшой, замкнутой на северо-западе син-

клиналью. Последняя в северо-западной части характеризуется сравнительно крутыми крыльями от 25—30° на северо-западном до 50—60° на северо-восточном. К юго-востоку падение пластов на крыльях становится более пологим.

Бейнеуская антиклиналь. Бейнеуская антиклиналь расположена южнее Туаркырской, замещая ее кулисообразно, и является главной антиклинальной складкой в южной части района (см. рис. 80). Она более короткая, чем Туаркырская, и прослеживается по простиранию на протяжении около 60 км. Простирание ее СЗ 315—320° (см. рис. 81).

Бейнеуская антиклиналь отличается от Туаркырской узким сводом и состоит из двух антиклинальных складок, лежащих на одной оси и разделенных седловидным прогибом. Ядро северо-западной из этих складок (собственно Бейнеуской) сложено отложениями средней и верхней юры, ядро юго-восточной (Кельдженской) — неокомом, разделяющая их седловина — низами апта. Северо-западная складка характеризуется отчетливо выраженным несимметричным строением с более крутым юго-западным крылом (до 30°) и более пологим (не более 5°) северо-восточным. В Кельдженской складке В. С. Курбатовым отмечается падение пластов на крыльях под углом 3—5°.

На северо-западе Бейнеуская антиклиналь быстро замирает и заменяется прогибом Порсокупской синклинали. Юго-западное крыло всей складки сильно размыто и частично скрыто под песками Чильмамедкумами.

На юго-востоке антиклиналь может быть прослежена до Узбоя. Здесь свод складки сложен альбскими отложениями, обнажающимися в Аджикуинской излучине Узбоя. Сохранившееся северо-восточное крыло сложено верхнемеловыми отложениями, падающими к северо-востоку под углом не более 5—8°. Строение этого крыла осложнено крупным продольным разломом, пересекающим русло Узбоя у верхнего Бургунского порога. Этот разлом вызывает соприкосновение кампанских отложений (на юго-западном крыле) с нижними горизонтами туронского яруса (на северо-восточном крыле). У разлома пласты юго-западного крыла приобретают крутое падение, под углом до 50°.

Остальные антиклинальные складки построены значительно проще. Они представляют собой чрезвычайно пологие поднятия с углами падения на крыльях обычно не более 5—6°. Ядра этих антиклиналей вскрывают отложения не древнее альбского яруса. Дизъюнктивы редки и представлены нормальными сбросами с амплитудой смещения не более нескольких метров.

Кемальская антиклиналь. Эта антиклиналь является крайней юго-западной складкой Туаркырской группы (см. рис. 80) и отличается от других складок запад-северо-западным (290—300°) простиранием. Южное крыло ее в значительной степени скрыто под песками Чильмамедкумами (рис. 82). Размытое ядро складки вскрывает альбские отложения до нижнего подъяруса включительно. Залегание пластов в Кемальской антиклинали весьма пологое и нередко совершенно не поддается замеру (менее 2°).

В северо-западной части свод антиклинали не размыт, и здесь почти горизонтальная поверхность, известная под названием «Мелового плато», сложена известняками датского яруса, из-под которых лишь в обрывах, обращенных к Кара-Богаз-Голу, и в некоторых замкнутых впадинах видны более древние пласты верхнего мела.

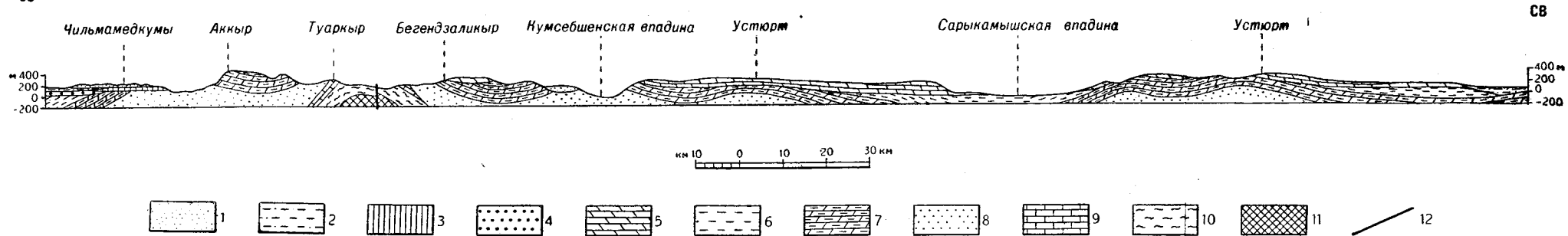


Рис. 82. Геологический разрез через Туаркырский район, Сарыкамышскую впадину и Юго-Восточный Устюрт (составил Н. П. Луппов с учетом данных В. С. Курбатова и В. Ф. Людвига)
 1—эоловые пески; 2—аллювий и пролювий; 3—акчагыл; 4—континентальный неоген (кюрянская свита); 5—миоцен; 6—палеоген; 7—верхний мел; 8—нижний мел; 9—верхняя юра; 10—средняя и нижняя юра; 11—доюрские отложения;
 12—тектонический разрыв

Строение этой северо-западной части осложнено смещением оси складки к северу, где расположена почти не обособленная от основной структуры Карабогазская антиклиналь, погружающая на запад-северо-запад под уровень залива Кара-Богаз-Гол. С севера она ограничена флексугообразным перегибом пластов, приобретающих падение на север под углом до 14° . Южнее, у колодцев Гезлиата, от основной складки отделяется небольшое ответвление, скрывающееся под песками Чильмамедкумами. Это ответвление выражено падением пластов верхнего мела на северо-запад под углом до 10° , наблюдающимся на протяжении около 5 км.

Порсокупская синклиналь. Между Кемальской и Туаркырской антиклиналями расположена широкая плоскодонная синклинальная складка, замкнутая на юго-востоке и открытая к северо-западу. Эта синклиналь, известная под названием Порсокупской, сложена верхне-меловыми отложениями, местами покрытыми нижними горизонтами палеогена (см. рис. 82). На северо-западе синклиналь, сильно расширяясь, погружается под уровень залива Кара-Богаз-Гол.

Кумсебшенская антиклиналь. Эта антиклиналь расположена к северо-востоку от Туаркырской (см. рис. 80). Она представляет собой широкую, приближающуюся по форме к куполообразной, весьма пологую складку, северная половина которой скрыта под миоценом Устюрта. В размытом ядре складки обнажаются пласты сеномана и верхнего альба (см. рис. 82). Крылья и южная периклиналь образованы более высокими пластами верхнего мела.

На юге антиклиналь затухает на широте колодцев Караиман. На ее продолжении развивается широкая плоская мульда, сформированная почти горизонтально лежащими пластами палеогена, покрытого миоценом.

Учтаганский синклинальный прогиб. Этот прогиб сопровождает с юго-запада Гокленкуюсинскую антиклиналь, о которой будет сказано ниже (см. рис. 80). Он представляет собой часть широкой мульды, отделяющей названную антиклиналь от Туаркырской. В отличие от более западной части мульды, сарматские отложения здесь опущены, залегают значительно ниже и скрыты под более молодыми отложениями песков Учтаган. Таким образом, здесь на фоне широкой предмиоценовой мульды образовался более узкий послемииоценовый прогиб. Он замкнут на севере и погружается к юго-юго-востоку, пересекаясь руслом Узбоя на участке от Ак-Яйла до Игды. Падение сарматских отложений на крыльях этого прогиба достигает 3° . Юго-западное крыло прогиба осложнено, по данным геологов Узбойской аэрогеологической экспедиции (В. В. Прусов), параллельной ему антиклинальной структурой второго порядка.

Гокленкуюсинская антиклиналь. Гокленкуюсинская антиклиналь является крайней северо-восточной антиклиналью Туаркырской группы (см. рис. 80). Простирается ее ССЗ 330° , протяженность свыше 150 км. Глубокая бессточная впадина Карашор, приуроченная к размытому ядру антиклинали, вскрывает отложения мела (от среднего альба до датского яруса включительно) и палеогена, несогласно покрытые неогеном. Последний сильно приподнят по оси антиклинали и обнаруживает наклон пластов под углом $2-3^\circ$ и даже больше на обоих крыльях. Геологами Узбойской аэрогеологической экспедиции установлено несимметричное строение антиклинали в миоценовых пластах, с более пологим (не свыше 2°) северо-восточным крылом и более крутым,

осложненным флексурой (до 7—10°) юго-западным. Наиболее приподнятая часть складки приурочена к северо-западному концу впадины Кара-шор, где обнажаются пласты альбского яруса. Юго-восточное периклиналильное погружение складки целиком сформировано в миоценовых отложениях, которые в районе Куртыша погружаются под четвертичные отложения Низменных Каракумов. На северо-западе повышенное залегание миоцена прослеживается на протяжении до 50 км от последних выходов меловых пород. В меловых отложениях Гокленкуюсинской антиклинали геологами Узбойской аэрогеологической экспедиции (М. И. Соколов, Н. Г. Шубина) констатировано наличие продольных и поперечных сбросов небольшой амплитуды.

Наиболее древние орогенические движения, известные в районе Туаркыра, происходили в палеозойское время. Они обусловили сложную тектонику и метаморфизацию среднепалеозойских (?) сланцев.

Следующие (древнекиммерийские) движения происходили после отложения нижнетриасовых пород, но до отложения юрской угленосной толщи. Этими движениями пермо-триасовая — толща была собрана в складки местами с довольно крутыми углами падения на крыльях.

Указанными орогеническими движениями участок земной коры в районе Туаркыра был в достаточной степени консолидирован, и в дальнейшем он проявил себя как относительно стабильная зона, в которой могли формироваться лишь весьма пологие складки, нередко осложненные дизъюнктивами.

В течение юрского, мелового и первой половины третичного периодов рассматриваемый участок земной коры представлял собой зону умеренных опусканий, в которой происходило накопление толщи вначале континентальных, а позднее преимущественно морских осадков. Небольшие поднятия, вызывавшие перерыв осадконакопления, происходили в конце нижнеюрского, в конце верхнеюрского, в предатское время и в начале палеогеновой эпохи. Наиболее крупными были, повидимому, поднятия в конце юрского периода (новокиммерийские), которые вызвали значительный размыв верхнеюрских осадков и местами угловое несогласие между юрой и мелом.

Современная складчатость была создана тектоническими движениями, происходившими в конце палеогенового — начале миоценового времени. С этими движениями, очевидно, была связана и большая часть дизъюнктивных дислокаций.

В среднемиоценовое время и в начале верхнемиоценового складчатая область была в значительной степени затоплена водами внутреннего морского бассейна. В послесарматское время тектонические движения проявились лишь в образовании чрезвычайно пологих изгибов миоценового покрова. Эти изгибы, повторяя в ослабленной степени тектонику более древних горных пород, не везде выражены достаточно отчетливо. Более значительные вертикальные амплитуды таких изгибов можно наблюдать в юго-восточной части района, где миоценовые слои, образующие периклиналильное окончание Гокленкуюсинской антиклинали и сопровождающий ее Учтаганский прогиб, погружаются под Каракумскую древнеаллювиальную равнину.

Следы тектонических движений более позднего времени установлены лишь для южной окраины района, на границе его с Каракумской депрессией. О них будет сказано ниже, при описании тектоники Низменных Каракумов.

СЕВЕРНЫЕ (ЗАУНГУЗСКИЕ) КАРАКУМЫ, САРЫКАМЫШСКАЯ ВПАДИНА И ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ УСТЮРТ

Северные районы Туркмении, расположенные между Туаркырским складчатым районом и низовьями Аму-Дарьи, до сравнительно недавнего времени были совершенно не освещены в тектоническом отношении. Отраженные в литературе взгляды на тектонику этой площади основывались главным образом на умозрительных заключениях и отчасти на сопоставлениях с тектоникой окружающих областей. Естественно, что выводы авторов часто не соответствовали действительности и опровергались новым фактическим материалом. Таковы, например, представления Л. С. Берга (1908) и А. Д. Архангельского (1931) о сбросовом происхождении Сарыкамышской впадины, А. Д. Архангельского (1923) о наличии под Устюртом и Северными Каракумами жесткой докембрийской глыбы, взгляды Б. А. Федоровича (1930а, 1935а) о наличии в районе Унгуза своеобразного тектонического узла, от которого веером расходятся складки Туаркыра и Большого Балхана и, в особенности, трактовка П. С. Макеевым (1932в) заунгузских кыров как брахиантиклинальных складок.

Лишь в 1934—1938 гг. исследованиями И. П. Герасимова (1940г), Б. А. Федоровича (1935б), В. Н. Кунина, Б. А. Петрушевского (1937б) и В. И. Солуна (1940) были получены некоторые фактические данные, позволяющие судить о тектонике отдельных участков. Большое значение для понимания погребенной тектоники Заунгузья имели результаты глубокого бурения, проведенного Туркменским геологическим управлением в районе Серных бугров (Луппов, 1945б, в). Общая схема тектоники всей площади намечена Н. П. Лупповым по материалам полевых исследований 1944 г. (1946а, 1952а).

Существенные новые данные по тектонике рассматриваемой территории получены в последнее время при геологических и геофизических исследованиях, производившихся в 1951—1953 гг. Узбойской экспедицией Всесоюзного аэрогеологического треста (А. А. Ямнов, М. И. Соколов и др.), Туркменским геологическим управлением, экспедициями Гидропроекта и Геофизической экспедицией Министерства геологии.

САРЫКАМЫШСКАЯ ВПАДИНА И ВЕРХНЕУЗБОЙСКИЙ КОРИДОР

И. П. Герасимовым (1940г) и В. Н. Куниным впервые было высказано предположение о наличии в районе Сарыкамышской впадины и верхнего Узбоя синклиналиного прогиба. Эта точка зрения позднее получила полное подтверждение (Луппов, 1946а, 1948а).

Верхнеузбойский коридор приурочен к широкому и очень пологому меридиональному прогибу в миоценовых отложениях, отделяющему Туаркырский складчатый район на западе от Заунгузских поднятий на востоке (см. рис. 80). Наличие этого прогиба отчетливо устанавливается по залеганию сарматских отложений. В осевой части прогиба кровля сармата (верхи нижнего и низы среднего подъяруса) лежит на отметках не выше +40 м. На крыльях она поднимается выше максимального уровня Сарыкамышского озера, имевшего отметку около +60 м.

Подъем сармата к западу на западном крыле прогиба можно проследить на протяжении около 150 км между широтой колодцев Чарышли и Куртышской излучиной Узбоя. Наиболее значительный наклон сарматских слоев имеет место в южной части коридора, где на протяжении 18 км

нижние горизонты среднего сармата, не изменяя своего фациального характера, поднимаются от высоты $+50$ м у колодцев Бала-Ишем на Узбое до $+200$ м на южном конце Капланкыра (рис. 83).

На восточном крыле прогиба наклон сарматских отложений отчетливо наблюдается в северной его части. Здесь в останце Кангакыр и на западном конце Эшеканкренькыра поверхность сармата полого поднимается до отметок выше максимального уровня Сарыкамьшского озера и над впадиной Ахчакая достигает высоты $+124$ м.

Южнее прогиб охватывает не только площадь Верхнеузбойского коридора, но и западную часть Заунгузских Каракумов. Восточная граница его намечается примерно по меридиану колодцев Ата-Кую, к востоку от которого на поверхности появляются выходы сарматских отложений.

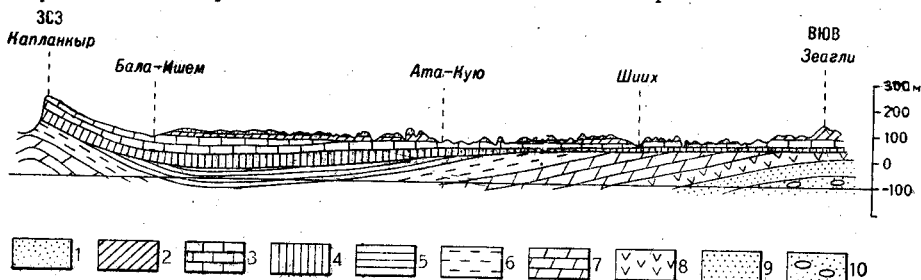


Рис. 83. Геологический разрез от Капланкыра через Бала-Ишем на Зеагли
1—четвертичные отложения; 2—заунгузская свита; 3—сармат; 4—средний миоцен; 5—олигоцен; 6—эоцен и палеоцен; 7—датский ярус и севон; 8—турон; 9—сеноман; 10—альб

Буровые скважины показывают здесь повышение подошвы сармата с запада на восток от осевой части прогиба до его восточной окраины на $60-70$ м.

Буровыми скважинами и детальной нивелировкой установлено погружение осевой части прогиба в южном направлении, в сторону Низменных Каракумов, а также наличие небольшого очень пологого поднятия, видимо, вытянутого в меридиональном направлении, несколько западнее осевой части прогиба, на участке Гечгелды — Кугункек.

Расположенная севернее Сарыкамьшская впадина лежит на продолжении Верхнеузбойского прогиба (Луппов, 1948а). В ее бортах и на дне миоценовые отложения также залегают на более низких отметках, чем в прилегающих к ней с севера, востока и юго-запада участках поверхности (см. рис. 82). На дне впадины подошва миоцена лежит ниже нулевой горизонтали, тогда как в расположенном восточнее останце Тарымская она поднимается до высоты около $+40$ м. Еще выше, на высоте более $+100$ м, лежит она в прилегающей к Сарыкамьшской котловине с северо-востока впадине Шорджа, где расположена погребенная под миоценом антиклинальная складка, о которой будет сказано ниже. Подъем сарматских отложений наблюдается и к юго-западу от Сарыкамьшской впадины, по направлению к северной части Гокленкуюсинской антиклинали.

Строение зоны погружения в Сарыкамьшской впадине несколько иное, чем в пределах Верхнеузбойского коридора. Здесь очень широкая плоскодонная мульда лежит на стыке двух взаимно перпендикулярных прогибов: меридионального Верхнеузбойского прогиба, отходящего от Сарыкамьшской впадины к югу, и более или менее широтного Ассакауданского (см. рис. 80), отходящего от ее северного конца к западу. По-

следний, как уже говорилось выше, расположен к северу от границы Туркменской ССР, в пределах Казахстана и Кара-Калпакии.

Характер сопряжения Сарыкамышской мульды и Верхнеузбойского прогиба недостаточно выяснен. В Сарыкамышской впадине миоцен в общем лежит на более высоких отметках, чем в Верхнеузбойском коридоре. Этим определяется общий наклон зоны прогиба от указанной впадины в южном направлении. Однако не исключена возможность наличия к югу от впадины поперечной «перемычки», от которой пласты могут иметь наклон не только к югу, но частично и к северу.

Соотношение Сарыкамышско-Верхнеузбойского прогиба с домиоценовыми структурами не вполне ясно. В целом прогиб соответствует домиоценовой синклинали зоне, располагающейся к востоку и северо-востоку от Гокленкуюсинской антиклинали (см. рис. 82). Однако здесь, по видимому, нет полного соответствия домиоценовых и последомиоценовых структурных форм. Так, в Сарыкамышской впадине работами Узбойской экспедиции и Туркменского геологического управления установлено залегание миоцена на верхнем эоцене, тогда как восточнее, в останце Кой-Кырлан и в бортах впадины Ахчакая, сохранились нижние горизонты нижнего олигоцена. Другими словами, здесь зона наибольшего прогибания в домиоценовых породах, по видимому, располагалась восточнее Сарыкамышской котловины.

СЕВЕРНЫЕ (УНГУЗСКИЕ) КАРАКУМЫ И ЭШЕКАНКРЕНКЫР

К востоку от меридиана колодцев Атакую, между районом Серных бугров и Эшеканкренкыром, наблюдается повышенное залегание миоценовых отложений. Здесь отложения сарматского яруса выходят на поверхность, обнажаясь в депрессии Унгуза, в основании Серных бугров и в межкыровых понижениях к северу от них. Эти выходы намечают зону поднятия, лежащую к востоку от Верхнеузбойского прогиба. Ряд фактов свидетельствует о том, что здесь имеются антиклинальные складки в домиоценовых породах, погребенные под неогеновым покровом.

Буровая скважина в Зеагли выявила залегание миоцена на туронских отложениях, что может быть объяснено лишь наличием здесь погребенной антиклинали (Луппов, 19456, в). Анализ геоморфологических особенностей этого участка позволяет предполагать, что погребенная антиклинальная складка имеет северо-западное простирание, возможно с отклонением северо-западного конца к северу (см. рис. 80). Действительно, северо-западное направление линии впадин Унгуза и окаймляющих его с севера чинков на участке к востоку от района Серных бугров естественно связывать с северо-западным направлением погребенной антиклинали¹. При этом можно предполагать, что цепочка впадин Унгуза отвечает осевой части антиклинали, а линия унгузских чинков — ее северо-восточному крылу. Отсутствие линейной ориентировки впадин на участке Серных бугров и образование здесь своеобразного рельефа бугров-останцов, к которым приурочены известные месторождения серы, по всей вероятности, связаны с тем, что здесь свод погребенной антиклинали

¹ Северо-западное простирание дислокаций в районе Серных бугров подтверждено в последнее время исследованиями экспедиции Всесоюзного аэрогеологического треста (В. В. Прусов и др.). Производившимися при этом буровыми работами установлено присутствие в некоторых пунктах под неогеном нижних горизонтов палеогена, подстилаемых верхним мелом. Сопоставление этих данных свидетельствует, согласно В. В. Прусову, о наличии здесь не одной, а двух антиклиналей, по видимому, осложненных разрывами.

уходит под континентальные неогеновые отложения Заунгузских Каракумов. Такая трактовка направления складки подтверждается и тем фактом, что к предполагаемой осевой линии антиклинали приурочено более высокое залегание миоценовых отложений, в основании которых, повидимому, обнажается не только сармат, но и средний миоцен.

Очень пологое антиклинальное поднятие можно предполагать также севернее, в районе Эшеканкренкыра (см. рис. 80). Здесь поверхность сармата поднимается до высоты $+124$ м и на значительной площади вскрыты палеогеновые отложения, представленные верхним эоценом и самыми нижними горизонтами олигоцена. Исключая плато Эшеканкренкыр, где сарматские отложения сильно приподняты и по существу представляют собой неполностью изолированный останец в своде поднятия, площадь выходов палеогена в грубых чертах представляет несколько вытянутый в направлении СЗ—ЮВ эллипс, который можно трактовать как чрезвычайно пологое брахиантиклинальное поднятие. Крылья этого поднятия намечаются выходами сармата у колодца Ак-Батлы на юго-западе и к юго-востоку от развалин Шах-Сенем на северо-востоке. Юго-восточное погружение поднятия устанавливается по исчезновению палеогена из обнажений южнее колодцев Палчаклы. Северо-западное погружение ясно выражено севернее Эшеканкренкыра, где в останце Кой-Кырлан и в обрыве Зенгибаба в основании склонов обнажены олигоценовые глины, а в соседних к северу и западу останцах Тарымкая и Кангакыр на той же высоте около $+50$ м лежат пласты среднего миоцена. В разрезах, помещенных в статье Б. А. Петрушевского (1937б), можно видеть, что в своде поднятия миоцен лежит на более древних слоях палеогена, чем на юго-западном крыле.

Последние исследования, проведенные Узбойской экспедицией (Л. П. Кобаевич) и экспедицией Гидропроекта (А. А. Алексин), показывают, что Эшеканкренкырское поднятие, повидимому, не представляет собой единой структуры, а осложнено наличием более мелких структурных форм. Такой структурой является, например, Койкырланское поднятие, которое, по данным А. А. Алексина, вытянуто в меридиональном направлении и имеет более заметный уклон миоцена на западном крыле и едва намеченный — на восточном.

Взаимоотношения Эшеканкренкырского антиклинального поднятия и Заглинской антиклинали неясны. Повидимому, они представляют собой несколько обособленные структуры, не являющиеся непосредственным продолжением одна другой, но приуроченные к единой зоне поднятия, окаймляющей с востока Верхнеузбойский прогиб (см. рис. 80).

В более восточной части Заунгузских Каракумов сплошное развитие горизонтально залегающих континентальных отложений заунгузской свиты и эоловых песков скрывает на всей площади выходы более древних отложений и не дает возможности получить представление о тектонике этой площади. Возможно, и там имеются погребенные антиклинальные складки. Вновь обнажаются дислоцированные меловые и третичные отложения далее к востоку, в приамударьинской полосе.

КУНЯДАРЬИНСКАЯ ДЕЛЬТА АМУ-ДАРЬИ И ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ УСТЮРТ

В юго-западной части Кунядарьинской дельты Аму-Дарьи лежит северный конец Эшеканкренкырского поднятия. К северо-востоку отсюда, между Эшеканкренкыром и Ходжейли, располагается широкая

зона прогиба, отделяющая указанное поднятие от Приамударьинской складчатой зоны.

Буровыми скважинами, пробуренными Узбойской экспедицией и Туркменским геологическим управлением в 1951—1952 гг. в районе Куня-Ургенча и к западу и юго-западу от него, установлено, что под четвертичными отложениями аллювиальной равнины залегает толща олигоценовых глин мощностью свыше 100 м, причем здесь, по микрофаунистическим данным (В. Т. Балахматова), намечается присутствие не только нижнего олигоцена, но и слоев, соответствующих низам майкопской свиты Северного Кавказа, т. е. среднему олигоцену.

С северо-востока эта зона прогиба непосредственно примыкает к поднятию меловых отложений, лежащему на северо-западном продолжении Султануиз-Дага. Граница между ними проходит к юго-западу от Ход-

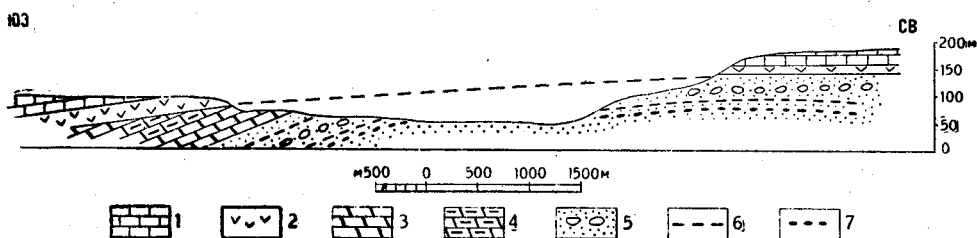


Рис. 84. Геологический разрез через впадину Шорджа

1—известняки сармата; 2—гипсоносные отложения среднего миоцена; 3—мергели сенона; 4—известковистые глины сенона; 5—пески и песчаники с конгломератами турона; 6—глины турона; 7—фосфориты турона

жейли. Геофизическими исследованиями (П. А. Виноградов, Д. П. Касаткин) здесь установлено чрезвычайно резкое возрастание силы тяжести на участке между Куня-Ургенчем и Ходжейли, позволяющее предполагать наличие крупного разлома, ограничивающего с юго-запада Приамударьинскую складчатую зону.

К северо-западу ширина прогиба значительно уменьшается, и на окраине Устюрта он переходит в ясно обособленную складку (Чаштепинская синклиналь, по Н. П. Луппову), замкнутую на северо-западе. Эта синклиналь разделяет две антиклинальные складки, расходящиеся к юго-востоку и хорошо выраженные в пределах юго-восточной окраины Устюрта по повышенному залеганию миоценовых пород, которые лежат непосредственно на верхнемеловых отложениях.

Юго-западная из этих складок — Шорджинская антиклиналь — впервые обнаружена Н. П. Лупповым в 1944 г. (1952а). Строение ее вскрыто во впадине Шорджа, расположенной в непосредственной близости от северо-восточного края Сарыкамышской котловины (см. рис. 84). Простираение складки СЗ 315°. Во впадине вскрыты юго-западное крыло и частично свод антиклинали. В последнем туронские отложения залегают более или менее горизонтально; на юго-западном крыле туронские и сенонские отложения падают на юго-запад под углом до 5°. Миоценовые отложения сильно приподняты по оси складки, вследствие чего подошва миоцена на северо-восточном борту впадины залегает примерно на 50 м выше, чем на юго-западном (рис. 84).

На юго-востоке шарнир антиклинали быстро погружается, и в чинке Устюрта, обращенном к останцу Бутентау и лежащем на продолжении оси складки, отложения более древние, чем миоцен, не обнажаются. Про-

должение Шорджинской антиклинали на юго-востоке установлено в 1952 г. геологами экспедиции Гидропроекта, обнаружившими в русле Дарьялька ниже колодца Декча выходы верхнемеловых и палеогеновых отложений.

Взаимоотношения Шорджинской антиклинали с Эшеканкренкырским поднятием неясны, так как в промежуточном участке развиты исключительно аллювиально-дельтовые отложения Аму-Дарьи.

Северо-восточная антиклиналь — Айбуگیرская — впервые была указана А. И. Смолко (1934в), позднее изучалась В. И. Солуном (1940) и Н. П. Лупповым (1952а). Она отличается почти широтным простиранием, $3СЗ\ 280-290^\circ$. Строение этой антиклинали вскрыто в чинках Устюрта, обращенных к урочищу Айбуگیر, и в депрессии к западу от последнего (см. рис. 80). В Айбугири свод антиклинали образован пластами кампанского и маастрихтского ярусов и самыми нижними горизонтами палеогена. На крыльях обнажаются более высокие горизонты палеогена, до нижнего олигоцена включительно. Антиклиналь рассечена несколькими продольными сбросами, по которым опущены крылья, а сводовая часть приподнята, образуя горст. По наиболее крупному сбросу, имеющему амплитуду 80 м, происходит контакт кампанских мергелей с низами эоцена. Сбросы рассекают пласты верхнего мела и палеогена, но не затрагивают миоцена. Последний, как и в Шорджинской антиклинали, сильно приподнят в своде складки, вследствие чего поверхность Устюрта лежит здесь на несколько десятков метров выше, чем в прилегающих участках, и на 100—120 м выше, чем на мысе Чаштепе, приуроченном к наиболее опущенной части Чаштепинской синклинали.

К западу шарнир Айбуگیرской антиклинали в домиоценовых породах воздымается, и в депрессии, расположенной в 15—20 км от Айбугира, миоцен лежит трансгрессивно на туронских отложениях.

Восточный конец антиклинали размыт и погребен под четвертичным амударьинским аллювием. На продолжении линии простирания складки к востоку, через 90 км, у Ходжейли выходят дислоцированные верхнемеловые отложения, которые лежат на западном продолжении главного (широтного) направления Султануиз-Дага. Взаимоотношения Айбуگیرской антиклинали с указанными дислокациями Приамударьинской зоны пока неясны. Возможно, что Айбуگیرская антиклиналь не является непосредственным продолжением последних, а представляет собой обособленную, замкнутую на востоке структуру.

Тектоника Заунгузских Каракумов, Сарыкамышской впадины и юго-восточной окраины Устюрта создана движениями третичного времени. Отчетливо выявляются две фазы этих движений. Более ранняя происходила в конце палеогенового — начале миоценового времени, когда были сформированы пологие складки в домиоценовых породах. С этими движениями связаны и дизъюнктивные дислокации, известные в Айбугири. Более поздние, послесарматские движения вызвали чрезвычайно пологие изгибы в миоценовых породах, которые местами повторяют в слабой степени тектонику более древних пород.

В районе Айбугира, так же как и в прилегающих участках Приамударьинской зоны, ясно выражены следы поднятий, происходивших в конце мелового и в начале палеогенового времени, которые вызвали выпадение из разреза датского яруса, а в низовьях Аму-Дарьи (за пределами рассматриваемой в данном очерке площади) обусловили местами залегание эоцена на различных горизонтах верхнего мела, до туронского яруса включительно.

Имеющиеся материалы показывают, что вся площадь Северной Туркмении представляет собой область развития очень пологих складчатых структур, возникших в середине третичного периода и частично обновленных еще более слабыми движениями послесарматского времени. Последние не в одинаковой степени затронули различные структуры. В одних случаях они проявились достаточно отчетливо (Айбугир, Шорджа, Карашор), в других — едва намечены или даже совершенно не выражены (Зеагли, Кум-Себшен). Местами наблюдается смещенное положение послесарматских поднятий по отношению к домиоценовым складкам (Учтаган, Сарыкамыш); иногда одно послесарматское поднятие соответствует не одной, а двум-трем смежным антиклиналям (участок Туаркыр—Бейнеу). Миоценовые отложения не затронуты дизъюнктивными дислокациями, за исключением, может быть, отдельных местных, весьма незначительных по протяженности и амплитуде смещений. В частности, несомненно отсутствие предполагавшихся Л. С. Бергом (1908) и А. Д. Архангельским (1931) послемииоценовых сбросов в Сарыкамышской впадине.

Явных движений земной коры более позднего, верхнеплиоценового и четвертичного, времени в пределах рассматриваемой территории не установлено. Геоморфологические данные, касающиеся долины верхнего Узоя, позволили некоторым исследователям (Кесь, 1939, 1952) высказать предположение о наличии в пределах Верхнеузбойского коридора молодых поднятий, которые вызвали на участке Кугунек—Генгельды образование водораздела, отделившего истоки Узоя от более низкой части той же долины и способствовавшие прекращению стока по Узюю. Этот вопрос еще нельзя считать разрешенным.

Для суждения о глубинной доюрской структуре рассматриваемой территории непосредственно геологических данных не имеется. Можно предполагать, что в юго-западной половине этой площади имеется древнекиммерийская (доюрская) складчатая зона, протягивающаяся от Мангышлака в юго-восточном направлении. С другой стороны, на востоке под меловыми отложениями несомненно погребены палеозойские (варисцийские) складчатые сооружения, последним остатком которых является Султануиз-Даг. Своеобразная горстово-антиклинальная структура Айбугира, возможно, является отражением глыбовых дислокаций в палеозойском фундаменте.

ЦЕНТРАЛЬНЫЕ И ЮГО-ВОСТОЧНЫЕ КАРАКУМЫ

Обширная территория Центральных и Юго-Восточных Каракумов, составляющая около $\frac{2}{5}$ всей площади Туркменской ССР, является наименее изученной в тектоническом отношении частью республики. Причина этого заключается в сплошном развитии здесь горизонтально лежащих четвертичных, а на юго-востоке континентальных неогеновых отложений, полностью маскирующих тектоническую структуру этой территории. Непосредственные геологические данные по тектонике ограничиваются сведениями об условиях залегания горных пород по окраине интересующей нас площади и материалами немногих глубоких (свыше 100 м) буровых скважин, которые, за единичными исключениями, не вышли из толщи четвертичных отложений.

Более полные сведения о тектонической структуре рассматриваемой территории могут быть получены лишь при широком проведении геофизических исследований и глубокого структурного бурения. Геофизические исследования до недавнего времени ограничивались маятниковыми на-

блюдениями по редким маршрутам, и лишь в последние годы (1951—1953 гг.) комплексом геофизических исследований была охвачена значительная площадь в западной части Центральных Каракумов, для которой был накоплен обширный материал, проливающий свет на ее глубинную структуру. Глубокое структурное бурение на рассматриваемой площади еще не проводилось, если не считать скважины у ст. Уч-Аджи, которая не была в должной мере задокументирована и поэтому не дала надежных материалов, а также нескольких скважин, пробуренных у северной границы площади, по существу уже за ее пределами.

Характеристике глубинной структуры западной части Центральных Каракумов и прилегающих к ним районов по геофизическим данным посвящен специальный раздел тома, составленный Ю. Н. Годиным. Здесь же остановимся лишь на тех структурных особенностях территории, представление о которых может быть получено на основании имеющихся геологических материалов. При общей скудости геологических данных, относительно больше их имеется для самой западной части Центральных Каракумов, где в 1951—1953 гг. Узбойской экспедицией Всесоюзного аэрогеологического треста и Туркменским геологическим управлением производились геолого-съёмочные и буровые работы.

Центральные Каракумы, по современным воззрениям, представляют собой переработанную ветром аллювиальную равнину, образованную в первой половине четвертичного периода деятельностью пра-Аму-Дарьи и ее левых притоков, направлявших свои воды в Каспийское море. Сплошное развитие нижнечетвертичных аллювиальных отложений, при полном отсутствии среди них выходов более древних пород, значительная мощность аллювия и погружение на севере и северо-западе под аллювий акчагыльских и сарматских отложений, которые вне Каракумов (акчагыл на Красноводском плато, сармат на Устюрте) подняты на значительную высоту, позволяют рассматривать Центральные Каракумы как область, охваченную молодыми опусканиями. Мы имеем здесь, очевидно, обширную тектоническую депрессию, располагающуюся между горной системой Копет-Дага и областями поднятий Туаркыра, Устюрта и Северных Каракумов. На юге эта тектоническая депрессия сливается с предгорным прогибом Копет-Дага. Северная граница ее примерно совпадает с линией Унгуза и широтного участка Узбоя. На западе и северо-западе под Каракумы погружаются складчатые сооружения Туаркыра и Большого Балхана.

О глубине прогиба Каракумской депрессии точных геологических данных не имеется. Наиболее глубокая скважина, пробуренная в западной части депрессии, почти посередине расстояния между Узбоем и Копет-Дагом, у колодца Сансыз (80 км севернее ст. Бами), прошла в четвертичных отложениях каракумской толщи 235 м, не достигнув ее подошвы. Данные этой скважины, а также некоторых других скважин; углубленных в каракумскую толщу на 140—200 м, показывают, что глубину прогибания депрессии в течение четвертичного времени можно оценить по крайней мере в 250 м.

К западу амплитуда прогиба уменьшается, и на Узбое у оз. Ясхан, где Каракумская депрессия смыкается с Чильмамедкумским прогибом, уже на глубине около 150 м ниже нижней террасы Узбоя бурением вскрыты отложения с морской фауной, повидимому, относящиеся к акчагыльскому ярусу.

Исходя из указанного факта, а также из имеющихся данных о погружении по северо-западной окраине депрессии под каракумскую толщу

акчагыльских и, возможно, апшеронских отложений, можно предположить, что в пределах всей западной части Центральных Каракумов четвертичные отложения подстилаются морскими и, вероятно, континентальными отложениями плиоценового возраста. Мощность плиоценовых отложений, судя по большой (свыше 90 м) мощности акчагыла, вскрытого бурением на северо-западной окраине депрессии в районе Узбоя, не меньше, чем четвертичных отложений. Отсюда можно сделать вывод, что Каракумская депрессия начала формироваться в своих нынешних границах еще в плиоценовое время и продолжала погружаться в течение первой половины четвертичного периода.

Материалы геофизических исследований, подтверждая наличие в пределах Центральных Каракумов тектонической депрессии, в то же время свидетельствуют о ее неоднородности. Не останавливаясь на общем анализе геофизических данных, отметим лишь общее постепенное уменьшение значений силы тяжести к югу, говорящие о погружении депрессии в этом направлении, и более резкое возрастание отрицательных аномалий силы тяжести в непосредственной близости от Копет-Дага, свидетельствующее о наличии здесь передового прогиба, где опускания были наиболее значительны. Следует отметить, что начало формирования передового прогиба, судя по имеющимся данным, относится к более раннему времени, чем возникновение Каракумской депрессии. Оно было связано с горообразовательными движениями в Копет-Даге, которые начались в конце палеогеновой эпохи и особенно усилились в конце миоценового времени.

На северо-западе Каракумская депрессия, как уже было сказано, непосредственно граничит с Туаркырским складчатым районом. Вопрос о тектоническом взаимоотношении этих двух резко различающихся геотектонических зон представляет одну из важных проблем региональной геологии Туркмении. На геологической карте видно, что мезозойские и третичные отложения, слагающие площадь Туаркырского района и южных отрогов Устюрта, по линии широтного участка Узбоя резко сменяются областью сплошного развития четвертичных отложений, занимающих всю площадь Центральных Каракумов. Граница между ними, проходящая на участке гор Текеджик и обрыва Челюнкыра несколько южнее сороковой параллели, является более или менее прямой и косо сечет окончания складок Туаркырской группы.

Интересный материал для суждения о тектоническом соотношении этих двух районов дают наблюдения над залеганием отложений акчагыльского яруса, которые прослеживаются прерывистой полосой вдоль широтного участка Узбоя.

Акчагыльские отложения на Узбое залегают трансгрессивно на различных стратиграфических горизонтах, от альба до сармата включительно. Они не участвуют в пликвативных дислокациях складок Туаркырской группы, залегая на близких высотных отметках как на альбе в области юго-восточного погружения Бейнеуской антиклинали, так и на сармате на продолжении Учтаганского синклинали прогиба. Однако местами, как, например, у второго Бургунского порога, они участвуют в сбросовых дислокациях, амплитуда смещения по которым, повидимому, не превышает нескольких метров.

С севера на юг наблюдается быстрое понижение высоты залегания и увеличение мощности акчагыльских отложений. В крайних северных выходах, к северу от Узбоя, акчагыльские отложения залегают, по дан-

ным Узбойской экспедиции (В. Т. Иванов, В. В. Прусов), на высотных отметках около $+40$ м. Южнее, в долине Узоя, они не поднимаются выше отметки $+20$ м, причем мощность их в зависимости от неровностей подстилающего рельефа, колеблется в пределах от нескольких метров до двух-трех десятков метров. В то же время к югу от выходов акчагыла на поверхность он вскрыт двумя скважинами всего в 3—4 км южнее линии широтного участка Узоя; мощность его превышает здесь 90 м, а подошва, не достигнутая скважинами, находится на отметках ниже минус 100 м.

Присутствие сравнительно глубоко залегающей мощной толщи акчагыла на близком расстоянии (3—4 км) от пунктов, где на 100—120 м гипсометрически выше залегают отложения мела или палеогена, указывает на наличие на участке Текеджик—Челюнкыр высокого погребенного уступа, который и является, очевидно, бортом Каракумской депрессии. Возможно, образование этого уступа связано со сбросовыми дислокациями, в пользу чего говорят, с одной стороны, относительная прямолинейность борта при косом положении его по отношению к осям складок Туаркырской группы, а с другой — отмеченное выше наличие сбросов в акчагыльских слоях на Узое. Это мог быть или один крупный разлом, или, что более вероятно, серия ступенчатых сбросов. Исходя из особенностей залегания акчагыльских отложений, возникновение этих гипотетических сбросов следует относить к доакчагыльскому времени, а повторные движения по ним могли происходить после отложения акчагыльских слоев.

Следует отметить, что произведенные в последнее время геофизические исследования в зоне широтного участка Узоя пока не подтверждают наличия здесь широтных разломов и поэтому последние еще нельзя считать окончательно установленными.

Восточнее Челюнкыра каких-либо данных, свидетельствующих о наличии сбросов вдоль северной окраины Каракумской депрессии, не известно. Сарматские отложения, слагающие восточное окончание Гокленкуюсинской (Каращорской) геосинклинали, без признаков нарушений погружаются под каракумский аллювий. Погребенное продолжение антиклинали установлено в 12 км южнее Куртышской излучины Узоя, где скважиной, пробуренной Узбойской экспедицией под аллювием, вскрыты сарматские отложения. Однако не исключена возможность наличия сброса далее к югу от этой скважины.

Далее к востоку северная граница Каракумской депрессии проходит южнее выходов неогеновых отложений, развитых в пониженной зоне между Северными и Центральными Каракумами. До района Серных бугров она сохраняет в общем широтное направление, а затем поворачивает на восток-юго-восток вдоль Унгуза. К востоку от меридиана Ашхабада Каракумская депрессия достигает наибольшей ширины — свыше 200 м. О строении ее здесь можно судить лишь по материалам маршрутных гравиметрических исследований, которые показывают, как и в более западных районах, постепенное общее погружение фундамента с севера на юг и наличие глубокого передового прогиба к северу от Копет-Дага, где у Ашхабада отрицательные аномалии силы тяжести достигают наибольшей величины (до 87 мгл). О наличии у Ашхабада глубокого прогиба свидетельствует также пробуренная еще в конце прошлого столетия буровая скважина, которая при глубине свыше 500 м не вышла из рыхлых обломочных отложений, повидимому плиоценового возраста.

Для суждения о характере тектонического сопряжения Каракумской

депрессии с примыкающим к ней на севере поднятием Северных Каракумов имеются весьма немногочисленные данные. Еще в 1934 г. Б. А. Федорович (1934в) высказав предположение о наличии вдоль Унгуза флексуры, по которой Северные (Заунгузские) Каракумы подняты над областью Центральных Каракумов. Позднее Н. П. Лупповым (1945б) было установлено наличие в районе Серных бугров погребенной антиклинальной складки, сложенной меловыми отложениями. Как отмечалось при описании тектоники Северных Каракумов, наиболее вероятно, что эта складка имеет северо-западное простирание, с отклонением северо-западного ее конца к северу, вглубь Заунгузья.

В последнее время бурением скважины, заложенной на так называемом Центральном шоре, в 2—2,5 км южнее бугра Зеагли, установлено, что здесь под миоценом залегает не верхний мел, как в Зеагли, а довольно мощная толща эоценовых отложений с признаками крутого залегания; лишь на глубине 240 м скважина вошла в отложения верхнего сенона. Таким образом, устанавливается сравнительно быстрое погружение верхнемеловых и палеогеновых отложений на юго-западном крыле Зеаглинской антиклинали. Это погружение, обусловленное домиоценовыми тектоническими движениями, не имело прямой связи с формированием Каракумской депрессии, но частично, вероятно, отразилось на положении северной границы последней, направление которой к востоку от Серных бугров, повидимому, соответствует направлению оси домиоценовой складки. К западу от Серных бугров такого совпадения нет, и северная граница Центральных Каракумов, как и в зоне широтного участка Узбоя, не связана с направлением домиоценовых дислокаций.

Отмечавшиеся Б. А. Федоровичем признаки понижения к югу, в зоне Унгуза, высоты залегания неогеновых отложений свидетельствуют о переходе от Заунгузской зоны поднятий к Каракумской депрессии. Однако переход к депрессии здесь значительно менее резок, чем западнее, на широтном участке Узбоя, и неогеновые отложения, повидимому, постепенно погружаются под аллювий Центральных Каракумов. Никаких оснований предполагать наличие сбросов на этом участке северной границы Каракумской депрессии не имеется.

Для суждения о тектонических особенностях восточной части Центральных Каракумов и всей площади Юго-Восточных Каракумов данных почти не имеется. Особенностью этих частей Каракумской пустыни, отличающей их от более западных районов Центральных Каракумов, является широкое распространение континентальных неогеновых отложений, которые обнажаются на поверхности или покрыты лишь маломощным четвертичным покровом. Отложения неогенового возраста занимают обширную площадь в области междуречья Теджен—Мургаб и к востоку от Мургаба, обнажаются к северу от железной дороги в районе ст. Уч-Аджи, где их выходы находятся всего в 110 км от южных выходов неогена на Унгузе, и слагают останцы на левобережье Аму-Дарьи, южнее Чарджоу.

Широкое распространение здесь неогеновых пород дает основание для вывода, что эта часть Каракумов не подвергалась сколько-нибудь заметным опусканиям в четвертичное время. Развитие четвертичного аллювия на большой площади между Уч-Аджи и Северными Каракумами, а также в Юго-Восточных Каракумах между областью развития неогена и Аму-Дарьей обусловлено, очевидно, в основном не прогибанием, а размытием неогеновых отложений пра-Аму-Дарьей.

Однако в неогеновое время эта территория несомненно была охва-

чена опусканиями, что устанавливается значительной мощностью континентальных неогеновых отложений, которая, судя по данным многих скважин, достигает в низовьях Мургаба и в районе ст. Уч-Аджи 300—400 м.

Степень прогибания в течение неогенового времени увеличивалась в юго-восточном направлении, с приближением к предгорьям Паропамиза. Так, буровая скважина, пробуренная Туркменским геологическим управлением в южной части Карабиля, при глубине около 600 м не вышла из континентальной толщи неогена.

Изложенные данные показывают, что территория Центральных и Юго-Восточных Каракумов может рассматриваться как обширная тектоническая депрессия, располагающаяся между горным массивом Копет-Дага и поднятиями Туаркырского района и Северных Каракумов. Формирование западной половины этой депрессии, повидимому, началось в плиоценовое время и продолжалось в течение четвертичного периода. Погружение восточной половины депрессии в основном закончилось к началу четвертичного времени. На юге Каракумская депрессия переходит в глубокий Прикопетдагский передовой прогиб, который возник раньше, чем началось формирование депрессии, — в конце палеогеновой или начале неогеновой эпохи, одновременно с началом складкообразовательных процессов в Копет-Даге. На севере депрессия примыкала вплотную к указанным выше поднятиям, причем по северной границе ее в западной части можно предполагать наличие разломов, а восточнее — более постепенный переход в зону поднятия.

О доплиоценовой истории Каракумской депрессии и строения ее фундамента можно судить лишь по результатам геофизических исследований, анализ которых дан ниже Ю. Н. Годиным.

ПРИАМУДАРЬИНСКИЙ РАЙОН

На протяжении 750 км от г. Керки до г. Ходжейли Аму-Дарья протекает вдоль восточной границы Туркмении, сохраняя в общем северо-западное направление. Тектоническое строение прилегающей к ней территории еще во многом остается неясным. И скорее по геоморфологическим, чем по тектоническим условиям Приамударьинский район можно разделить на три участка: северо-западный (ниже Питняка), средний (от Питняка до Эльджика) и юго-восточный.

СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ УЧАСТОК

На северо-западном участке в пределах Туркменской ССР широко развиты аллювиальные отложения, скрывающие его тектоническую структуру. В тектоническом отношении этот участок связан с Султануиз-Дагом.

Довольно отрывочные сведения по тектонике этого участка имеются в работах А. Д. Архангельского (1931), А. С. Запорожцевой (1935), Б. М. Георгиевского (1937б), Н. П. Луппова (1946а, 1952а) и П. П. Чуенко и А. И. Смолко. В последнее время некоторые новые данные внесены исследованиями Узбойской экспедиции Всесоюзного аэрогеологического треста (Б. З. Урецкий, М. И. Соколов и др.) и экспедицией Гидропроекта (А. А. Алексин).

Палеозойские горные породы, слагающие на территории Узбекской ССР хребт Султануиз-Даг на правом берегу Аму-Дарьи и лежащую против его западного окончания на левом берегу Аму-Дарьи возвышен-

ность Джимуртау, на туркменской территории обнажаются лишь в изолированной возвышенности Кубатау, к юго-западу от кишлака Мангита. Более или менее широкое простираие как кристаллических сланцев Кубатау, так и линии активного контакта с ними гранитного массива находится в несоответствии с тектоникой Джимуртау и западного конца Султануиз-Дага, для которых характерны простираия, близкие к меридиональным. Незначительность и изолированное положение выходов метаморфических пород в Кубатау не дают возможности установить их действительное тектоническое соотношение с выходами метаморфической толщи в Султануиз-Даге и Джимуртау, но они несомненно относятся к той же системе дислокаций. П. П. Чуенко и А. И. Смолко высказывают предположение, что Кубатау, как и некоторые другие палеозойские останцы (Джимуртау, Куянчик), представляют собой горстообразное поднятие.

К северо-западу от Кубатау, на левобережье Аму-Дарьи, в пограничной части Туркменской и Узбекской ССР имеется ряд небольших изолированных выходов верхнемеловых пород, наиболее западные из которых лежат в окрестностях Ходжейли. Отложения верхнего мела в этих выходах характеризуются пологими, нередко почти горизонтальными залеганиями, но местами показывают более крутые падения, под углами до 15—20°, а по наблюдениям Б. З. Урецкого даже до 50°. С севера их окаймляет полоса верхнемеловых пород, протягивающаяся за пределами Туркменской ССР, на правобережье Аму-Дарьи, от северных предгорий Султануиз-Дага в запад-северо-западном направлении до Нукуса. Верхнемеловые отложения этой полосы обнаруживают общее очень слабое падение на северо-северо-восток, осложненное, по Б. З. Урецкому, слабыми ундуляциями. В целом выходы верхнего мела как на правобережье, так и на левобережье Аму-Дарьи образуют общее крупное поднятие запад-северо-западного простираия, лежащее на западном погружении Султануиз-Дага. Это поднятие, судя по имеющимся данным, осложнено более мелкими складками, флексурами и многочисленными разрывами.

Указанному поднятию соответствуют крупные положительные аномалии силы тяжести (до +32 *мгл*), свидетельствующие о том, что здесь на продолжении Султануиз-Дага имеется зона повышенного залегания палеозойского фундамента (Архангельский и Федынский, 1936).

Геофизическими исследованиями, производившимися в 1951—1952 гг. экспедицией Центрального геофизического треста Министерства геологии (П. А. Виноградов, Д. П. Касаткин), установлено, что зона положительных аномалий с юго-юго-запада резко обрывается, сменяясь слабыми отрицательными аномалиями, свойственными району Кунядарьинской дельты Аму-Дарьи. Наличие этой резкой границы позволяет предполагать здесь крупный разлом, ограничивающий с юго-юго-запада палеозойский выступ.

Взаимоотношения поднятия с описанной выше Айбугирской антиклиналью еще не выяснены, так как выходы верхнего мела в Айбугире и у Ходжейли разделены закрытым пространством около 90 км шириной, сложенным с поверхности четвертичными аллювиальными отложениями. Эта антиклиналь лежит приблизительно на продолжении линии дислокаций, идущей от Султануиз-Дага к Ходжейли, но возможно, представляет собой обособленную структуру.

Также не ясны соотношения дислокаций рассматриваемого участка с приаральскими. По этому вопросу высказывались различные точки зрения, разбор которых не является предметом данного очерка.

СРЕДНИЙ УЧАСТОК

От Питняка до Эльджика по берегам Аму-Дарьи наблюдается наибольшее разнообразие геологических условий: в Питнякском районе и у Кабаклы обнажаются дислоцированные породы верхнего мела, в промежуточном районе у Дарган-Аты встречаются лишь слабо и своеобразно дислоцированные отложения палеогена, а южнее, в урочище Эльджик, развиты верхнетретичные отложения, затронутые дизъюнктивными и, возможно, очень слабыми пликативными нарушениями. Данные о тектонике этого участка имеются в работах А. Д. Архангельского (1931), А. И. Смолко (1936а), Г. Я. Крымгольца (1946) и Е. Я. Старобинца и Я. С. Эвентова (1948б). Более подробное описание тектоники приведено в работе П. П. Чуенко и А. И. Смолко.

Под Питнякским поднятием (Смолко, 1936а; Крымголец, 1946) понимается значительная площадь (длиной свыше 75 км и шириной до 35 км) выходов дислоцированных пород верхнего мела по северо-восточной окраине Каракумов (и отчасти в Западных Кызылкумах). Это поднятие в целом представляет собой громадную антиклиналь, осложненную в своде пологим прогибом, расширяющимся к юго-востоку, и, таким образом, разветвленную на две цепи складок: юго-западную и северо-восточную (рис. 85).

Юго-западная цепь, вытянутая в направлении СЗ 320—330°, состоит из трех отчетливо сформированных асимметричных антиклиналей: Тюямуюнской (на севере), Султансанджарской и Кошабулакской (на юге). Тюямуюнская складка (хотя и менее приподнятая, чем две остальные) является как бы узлом, от которого к юго-востоку отходит вторая, северо-восточная цепь складок, вытянутых в направлении ССЗ 300—310°. Антиклинали этой цепи — Мешеклинская и Ичкеджарская — сформированы менее отчетливо; с юга к Ичкеджарской антиклинали примыкает небольшая меридиональная брахиантиклиналь — Учиджакская. Пологий прогиб, разделяющий две цепи Питнякского поднятия, называется Биргутлинской синклиналию, ось которой почти совпадает с юго-восточным продолжением оси Тюямуюнской антиклинали.

Складки юго-западной цепи имеют пологие (3—5°) северо-восточные крылья и более крутые (10—12°) юго-западные. Очень широкие своды антиклиналей в полосе, примыкающей к крутому крылу, сильно разбиты крутопадающими (65—85°) сбросами с амплитудами не свыше 50—60 м. Замечено, что эти сбросы, в общем, образуют несколько депрессивную зону, протягивающуюся (СЗ 300—310°) под острым углом к простиранию осей антиклиналей.

Складки северо-восточной цепи также имеют очень широкие, иногда разбитые сбросами своды и обычно пологие (до 5°) падения обеих крыльев. Исключение представляет лишь маленькая (длиной всего 8 км) Учиджакская брахиантиклиналь, крылья которой наклонены круто: восточное под углом 12° и западное под углом 18°.

Питнякское поднятие на общем фоне тектоники района заметно выделяется высотой своего свода (суммарная мощность отложений вскрытой части разреза достигает 0,5 км) и полной обособленностью. На его крыльях отчетливо видно погружение сенонских отложений, а местами и палеогеновых. Последние, при общем спокойном залегании, на отдельных участках обнаруживают более интенсивную дислоцированность. Так, к югу от урочища Данишер почти горизонтально лежащие эоценовые глины и мергели на протяжении нескольких сотен метров оказываются

неожиданно собранными в мелкие и крутые (падение до 75°) складки, разорванные сбросами (с заворотом пластов около них) и даже надвигом. Плоскость этого надвига падает на СЗ 310° под углом $15-20^\circ$; северное крыло метров на двадцать надвинуто на южное и имеет круто-подвернутые книзу слои. Далее к югу снова устанавливается почти горизонтальное залегание эоцена, а затем все скрывается под покровом верхнетретичных отложений.

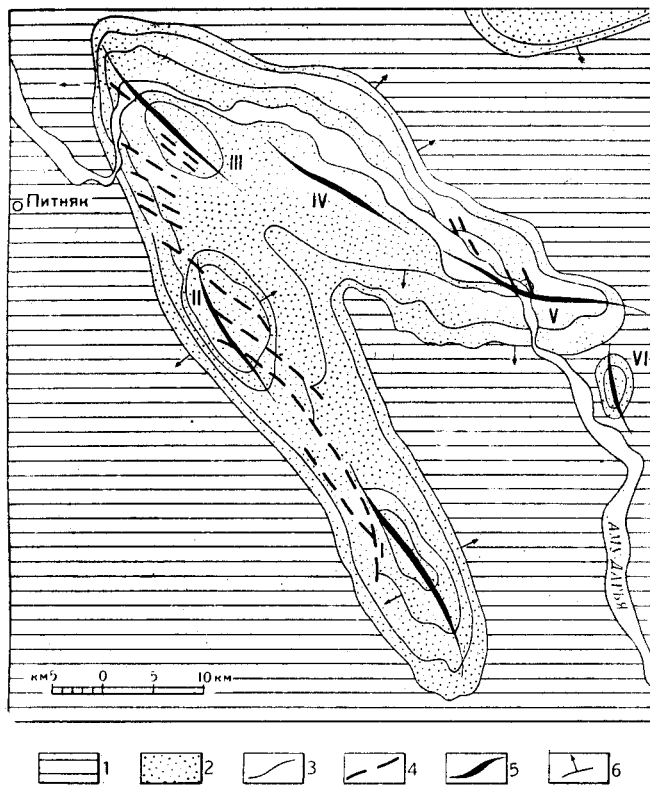


Рис. 85. Схема тектоники Питнякского района (неогеновый и четвертичный покровы сняты)

1—палеоген; 2—верхний мел; 3—маркирующие горизонты; 4—сбросы; 5—оси антиклиналей; 6—направление падения слоев
 Названия антиклиналей: I—Кошбулакская; II—Султансанджарская; III—Тюямуюнская; IV—Мешеклинская; V—Ичкелджарская; VI—Учиджакская

Дарганатинское поднятие (Старобинец и Эвентов, 1948б), примерно такой же площади, как и Питнякское, охватывает разрозненные обнажения палеогена и пока еще не может быть определенно охарактеризовано в отношении тектонического строения. Этому препятствуют отсутствие хороших маркирующих горизонтов и приуроченность подавляющего большинства обнажений к берегам рек.

Эоценовые зеленые глины и неогеновая красновато-бурая толща слагают здесь пологие складки. Так, к северу от тугая Дарган-Ата согласно на обоих берегах реки происходит погружение эоцена к северу, а в 25 км выше по реке также согласно — новое погружение эоцена к северо-востоку. Очевидно, между этими двумя пунктами заключены изгибы

пластов—антиклинальный и синклинальный. Подобные наблюдения были сделаны и в других местах Дарганатинского поднятия, что позволяет предполагать здесь пологоволнистое залегание коренных пород, большей частью скрытых под плащом горизонтальных плиоценовых и четвертичных отложений.

Эту более крупную дислокацию не следует смешивать со вторичной мелкой складчатостью в отложениях эоцена, которую преимущественно и можно непосредственно наблюдать в береговых обнажениях (например, выше тугая Дарган-Ата на обоих берегах). Амплитуды этих складок не превышают высоты береговых обрывов (15—20 м), а размеры 1—2 км. Эоценовые и неогеновые отложения довольно часто оказываются разорванными сбросами близкого к широтному простирания с амплитудами до 10 м; нередко около сбросов у поднятых крыльев наблюдаются завороты пластов в виде довольно крутых (до 20°) падений книзу.

К. А. Сотириади в настоящее время выделяет на Дарганатанском поднятии три пологие (падение около 1—3°) брахиантиклинали: Даяхатынскую, Гугуртлинскую и Дарганатинскую, в ядрах которых обнажаются палеогеновые глины.

Следующее к югу Кабаклинское поднятие (Старобинец и Эвентов, 1948б) длиной около 50 км наиболее отчетливо выражено на правом берегу Аму-Дарьи обнажением верхнемеловых пород, которые выходят на протяжении (с севера на юг) до 15 км, а в ширину постепенно расширяются от 1 км на севере до 4 км на юге. Тщательные наблюдения позволили установить здесь существование двух кулисовидно заходящих одна за другую складок северо-западного простирания (345—350°): Южно-Кызкалинской, наибольшей по площади и высоте воздымания, и Северо-Кызкалинской; падения крыльев этих складок очень пологие (около 2°, редко до 5°). По данным К. А. Сотириади, Кызкалинские складки характеризуются падениями до 3—4° на северо-западных и до 6—8° на юго-западных крыльях и рассечены сбросами: на северной складке сброс, характеризующийся амплитудой до 40 м, имеет падение на ЮЗ 240° под углом 65—70°; на юго-восточной периклинали южной складки указаны три продольных сброса небольшой амплитуды.

Меловые отложения к периферии складок погружаются под уровень поверхности, и далее всюду (в частности, на всем протяжении левого берега реки) можно встретить только обнажения эоцена. Последний имеет в свою очередь пологоволнистое залегание; оно вполне отчетливо видно (хотя общая закономерность пока еще не установлена) в промежулке между Дарганатинским и Кабаклинским поднятиями. На южном погружении последнего в обоих береговых обрывах несколько выше тугая Кабаклы прекрасно видно пологое (под углом 1—2°) погружение эоцена к югу, после чего эти отложения не обнажаются на дневной поверхности на очень большом протяжении.

К. А. Сотириади к северо-западу от Кызкалинских складок указывает Учкерсенскую антиклиналь с падением крыльев до 6—12°; здесь в ядре обнажается палеоген и видно его погружение к северо-востоку, северо-западу и частично к юго-западу.

В районе урочища Эльджик развиты почти горизонтально залегающие верхнетретичные отложения, не дающие материала для суждения о его тектонике. Можно указать лишь на отдельные очень пологие (менее 1°) наклоны пластов (у Шагала, Испазы, против Ташакыра на правом берегу). Кроме того, установлены сбросовые нарушения (осо-

бенно хорошо видные на правом берегу реки против развалин Ташакыра), пересекающие почти всю толщу неогена; амплитуды их не превышают 10 м.

ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ УЧАСТОК

К югу от Эльджика до Чарджоу среди площади сплошного развития аллювиальных отложений по правому берегу Аму-Дарьи протягивается цепь узких и длинных останцов неогена. Эти отложения залегают горизонтально, но разбиты трещинами и, возможно, сбросами (судя по слабому наклону слоев около некоторых трещин), простирающие которых согласно с общим направлением цепи останцов.

От Чарджоу до Наразыма такие останцы появляются и на левом берегу реки, а на правом они сливаются в сплошную гряду. В окрестностях Наразыма имеется широкая, с пологими крыльями брахиантиклиналь северо-западного простираения, в своде которой эрозией вскрыты сузакские глины палеогена. Буровыми скважинами, пройденными в 1945—1946 гг. Туркменским геологическим управлением, под палеогеновыми отложениями вскрыты отложения верхнего мела.

Выше Наразыма на левом берегу реки снова сплошь развиты аллювиальные отложения, а на правом значительные площади заняты неогеном. По данным В. И. Вольперта и Н. А. Смирнова, пликвативные и дизъюнктивные дислокации здесь захватывают даже четвертичные субкавальные отложения.

На правом берегу Аму-Дарьи около оз. Денгиз-Куль К. А. Сотиряди установил существование трех почти широтных антиклиналей. Самая северо-западная Денгизкульская антиклиналь сложена в ядре сузакским ярусом и имеет падения слоев до 10—12°; западное ее крыло скрыто под наносами. Уртабулакская антиклиналь сложена в ядре бухарским ярусом и имеет падения слоев от 6° (на северо-восточном крыле) до 10—12° (на юго-западном крыле). Наконец, самая юго-восточная Карабулакская антиклиналь сложена плиоценом и охарактеризована падениями слоев до 4—6°.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Широкое развитие горизонтальных неогеновых и четвертичных отложений в Каракумах и Кызылкумах ясно определяет большое значение изучения берегов Аму-Дарьи, где эрозией вскрыт недислоцированный покров на глубину до 50 м. Аму-Дарья в области среднего участка долины протекает вблизи оси крупных и пологих поднятий (Питнякского, Дарганатинского и Кабаклинского), следующих одно за другим. На примере более детального описания Питнякского поднятия было показано расчленение его на ряд складок, иногда находящихся в довольно сложных взаимоотношениях между собой.

Вполне естественно предполагать, что серии подобных же поднятий, скрытых под плащом недислоцированного неогена, протягиваются как восточнее, так и западнее Аму-Дарьи.

Выход палеозойских пород в Кубатау, расположенный на западном продолжении палеозойского хребта Султануиз-Даг, несет следы сложной и интенсивной дислокации нескольких (наложившихся одна на другую) тектонических фаз. Установленное П. П. Чуенко в 1946 г. чешуйчатое строение палеозоя Кызылкумов заставляет отказаться от трафаретного

объяснения непосредственной связи мезозойских складок с палеозойскими.

Меловые и палеогеновые отложения собраны в крупные и пологие складки, часто разорванные сбросами. Начало этих тектонических нарушений пока не установлено. Судя по постепенному переходу сеномана в турон, эти века в тектоническом отношении были спокойными. Но налегание нижнего сенона непосредственно на сеноман у Ходжейли, указываемое А. Д. Архангельским (1931)¹, и верхнего сенона на турон в районе Питняка, по данным А. И. Смолко, свидетельствует о проявлении двух тектонических фаз: перед отложением нижнего сенона и перед отложением верхнего сенона, в обоих случаях без видимых угловых несогласий. Следующая тектоническая фаза отвечала стратиграфическому перерыву перед отложением палеогена, залегающего, однако, вполне согласно с верхним мелом.

Основная фаза дислокации, создавшая все крупные поднятия, произошла перед отложением неогена. Оligocen по Аму-Дарье обнаружен лишь в трех местах: севернее Тюя-Муюна, восточнее Учиджака и на южном берегу тугая Кетменчи. Во всех случаях олигоценовые отложения дислоцированы в общем согласно с эоценом (местами наклон слоев достигает 20—30°).

Взаимоотношения олигоцена с неогеном нигде не видны. Континентальный неоген всюду залегает на размытой поверхности эоцена, но иногда согласно с ним образует очень пологие (менее 1°) наклоны слоев. В неогеновых отложениях Аму-Дарьи обнаружены сбросовые нарушения, захватывающие почти всю толщу этих отложений.

ГАУРДАК-КУГИТАНГСКИЙ РАЙОН

ВВЕДЕНИЕ

Гаурдак-Кугитангский район в тектоническом отношении построен весьма сложно, и структуру его еще нельзя считать полностью расшифрованной. Наличие двух циклов складкообразования, первый из которых (варисийский) сопровождался интрузией гранитной магмы, а второй (альпийский) был осложнен интенсивными проявлениями соляной тектоники, придает району специфические черты, резко отличающие его от других районов Туркмении. В работах различных авторов (Н. П. Херасков, П. П. Чуенко, Н. П. Туаев, В. П. Мирошниченко, А. В. Данов, Н. П. Петров) даются различные трактовки тектонических особенностей района и генезиса отдельных тектонических форм.

Различные точки зрения отражены, в частности, в помещенных ниже двух статьях, в первой из которых дается общая характеристика тектоники района, а во второй рассматриваются некоторые структурные особенности, связанные с наличием здесь мощной соляной толщи. Следует отметить, что разрешение имеющихся спорных вопросов имеет не только теоретическое, но и практическое значение, поскольку от той или иной трактовки генезиса структурных форм района зависят наши представления о формировании месторождений полезных ископаемых, которыми богат этот район.

¹ Сеноманский возраст отложений, обнажающихся у Ходжейли, в настоящее время подвергается сомнению (см. статью М. И. Соколова, стр. 193—194). — *Прим. ред.*

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКТониКИ ГАУРДАК-КУГИТАНГСКОГО РАЙОНА

В тектоническом отношении Гаурдак-Кугитангский район является юго-западной частью области погружения складчатой структуры Гиссарского хребта. Сложная тектоника района может быть понята полнее

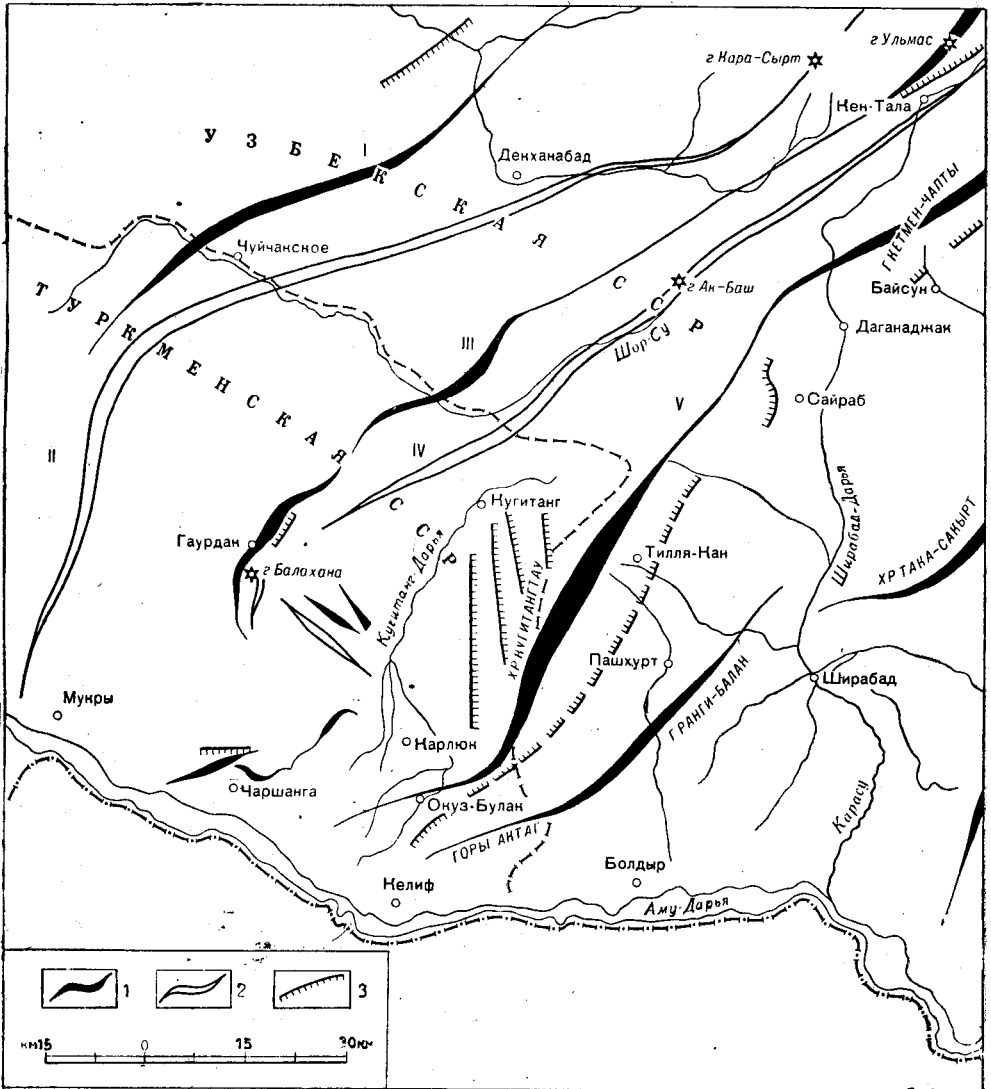


Рис. 86. Схема тектоники Гаурдак-Кугитангского района

1—оси антиклиналей; 2—оси синклиналей; 3—надвиги
 I—Лянгарская антиклиналь; II—Мукринская синклиналь; III—Гаурдак-Тюбегатанская антиклиналь; IV—Маликская синклиналь; V—Кугитангская антиклиналь

всего на фоне структуры всей этой обширной области. Из прилагаемой тектонической схемы (рис. 86) видно, что последняя представлена системой складок, веерообразно расходящихся к юго-западу.

Кугитангская антиклиналь выражена в рельефе хребтом Кугитангтау. Продолжение ее на северо-восток представлено в горах Кетмен-Чапгы и Ходжа-Гургурата¹. Антиклиналь сложена породами от палеозойских до верхнеюрских включительно. На юго-западе, в районе Карлюка, антиклиналь резко погружается под равнину, сложенную четвертичными образованиями. Однако продолжение ее под последней наблюдается в небольшой возвышенности Кызыл-Кураз, где снова на поверхности появляются ангидриты и гипсы верхнеюрской гаурдакской толщи.

Гаурдак-Тюбегатанская антиклиналь выражена в рельефе горами Гаурдака и Тюбегатана. Она сложена верхнеюрскими и меловыми породами. Продолжение ее на северо-восток видно в горах Ульмас, в которых обнажаются и более древние напластования, включая и палеозойские. На юго-западе антиклиналь резко погружается, но затем, так же как и в Кугитангской антиклинали, шарнир складки вновь несколько поднимается; это наблюдается в горе Тагара и может быть прослежено за Аму-Дарью, в Афганистан, где в возвышенностях Самантау намечается замыкание складки в верхнемеловых и третичных слоях.

Маликская синклиналь, описанная А. В. Дановым, расположена между вышеуказанными антиклиналями. На северо-востоке она имеет характер узкой линейной структуры (долина р. Турган-Дарья — западные склоны гор Ходжа-Гургурата). В пределах Туркменской ССР очертания ее расплывчаты, сечение весьма широкое. Здесь на ее протяжении наблюдается ряд мелких, различно ориентированных антиклинальных складок в возвышенностях Айнабулак, горах Карабиль, Каттауртау, Кундалянгтау и др. Синклиналь сложена породами, начиная от нижнемеловых до нижнетретичных включительно.

Мукринская синклиналь расположена к северо-западу от Гаурдак-Тюбегатанской антиклинали. Это пологая, нечетко выраженная структура, сложенная преимущественно третичными породами. На северо-восток она прослеживается до Таш-Кургана, в районе которого складка замыкается в меловых и юрских слоях. На юго-западе синклиналь хорошо прослеживается вплоть до Аму-Дарьи (у ст. Мукры). Характерной ее особенностью является резко изогнутая ось, что свойственно также и Гаурдак-Тюбегатанской антиклинали.

Лянгарская антиклиналь является крайней северо-западной складкой района и располагается почти целиком на территории Узбекистана. В ее сложении принимают участие породы от нижней юры до бухарского яруса. Наибольшего развития антиклиналь достигает в районе Лянгар — горы Джалташ, где обнажаются юрские отложения. На юго-запад антиклиналь прослеживается до аула Чуйчакского, в районе которого, уже на территории Туркмении, видно ее замыкание в верхнемеловых и третичных слоях.

Общей чертой описанных структур является асимметрия антиклиналей, которые наклонены в юго-восточном направлении. Эта асимметрия возрастает к северо-востоку, где складки опрокинуты на юго-восток и сопровождаются крупными надвигами того же направления (горы Кетмен-Чапты, Ходжа-Гургурата и др.). Следует при этом отметить, что в горах Джалташ, к северо-востоку от Лянгара, в ядерной части Лянгарской антиклинали, сложенной здесь юрскими породами, наблюдается опрокидывание и надвигание в противоположную сторону, т. е. на северо-запад.

¹ В геологической литературе эти горы известны под названием Байсунтау.

Преимущественно юго-восточное движение масс во время фаз складкообразования обусловило существование наиболее крупных и приподнятых структурных форм по юго-восточной окраине района (Кугитангская антиклиналь). По мере движения в западном направлении встречаются все более пологие формы, сложенные преимущественно верхнемеловыми и третичными слоями, с пологими крыльями и нечеткими контурами. Только на Гаурдаке и Тюбегатане на относительно небольшой площади обнажается верхняя юра. Еще далее на запад, уже среди равнины, видны незначительные возвышенности, намечающие места поднятий в третичных слоях.

В общем виде область юго-западного погружения складчатой структуры Гиссарского хребта может быть разделена (приблизительно по республиканской границе) на две части: северо-восточную, в которой выделенные выше складки имеют ясно выраженный линейный характер и юго-западную (собственно Гаурдак-Кугитангский район), в которой они сильно расширяются и часто имеют нечеткие расплывчатые очертания, что придает им куполовидный облик.

Сравнительно с другими складками района Гаурдакская изучена наиболее полно. Характерной чертой ее является широкое поперечное сечение (рис. 87). Падения слоев на восточном крыле достигают 70—75°, в то время как на западном они весьма пологи, 10—15°. Следует отметить, что Тюбегатанская складка имеет более узкую форму и несколько опрокинута на юго-восток. В северо-восточной части Гаурдака в оксфорд-лузитанских известняках наблюдаются надвиговые разрывы небольшой амплитуды.

Наличие в разрезе района мощных толщ ангидрита, гипса и каменной соли, а также указанная специфика его строения обуславливают развитие в нем соляной тектоники. Как пример, приведем месторождение соли Кызыл-Мазар. В структурном отношении оно находится в ядер-

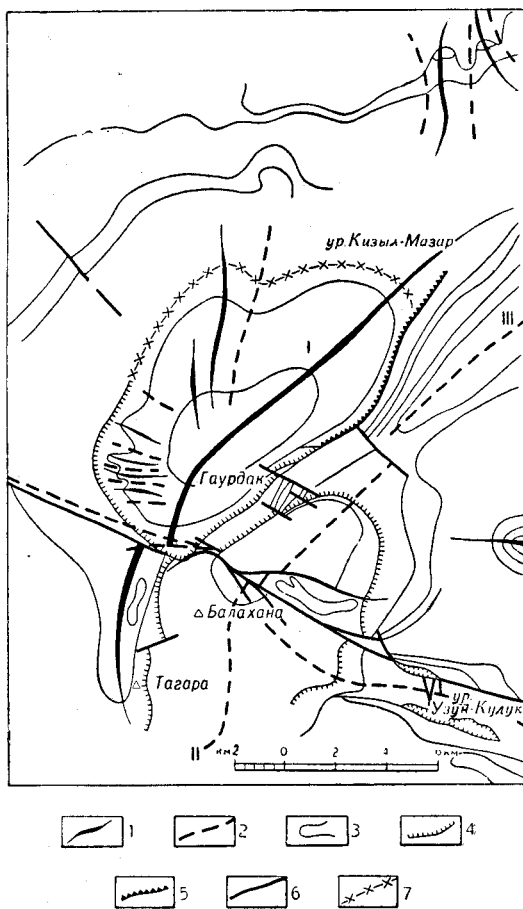


Рис. 87. Схема тектоники Гаурдака

1—оси антиклиналей; 2—оси синклиналей; 3—контуры складчатой структуры по опорным стратиграфическим горизонтам; 4—диаклазы истечения; 5—надвиг; 6—сброс; 7—направление предполагаемого активного развития диаклязов истечения
I—Гаурдак-Тюбегатанская антиклиналь; II—Балаханская синклиналь; III—Маликская синклиналь

ной части Гаурдак-Тюбегатанской антиклинали, у подножья северных склонов Гаурдака. Благодаря общему погружению шарнира между Гаурдаком и Тюбегатаном на этом участке ядро антиклинали сложено породами карабильской и альмурадской свит (титон-валанжин).

В области ядра складки выработана обширная долина, на склонах которой виден разрез нижнего и отчасти верхнего мела. По плоскому дну долины располагаются довольно значительные возвышенности, образованные выходящими на поверхность штоками соли. Учитывая, что денудацией уничтожены более стойкие горные породы, чем соль, наличие этих возвышенностей нельзя объяснить иначе как явлением диапиризма. Необходимо допустить рост этих штоков во времени и постоянное восполнение соли, уничтожаемой денудацией, новыми массами, поступающими из недр по каналам протыкания. Это говорит о значительных пластовых перемещениях соли на глубине, направленных к действующим каналам. При этом соль в силу закономерности движения вещества в складчатых структурах прежде всего покидает синклинали их части и накапливается в антиклинальных, образуя в последних ядра протыкания.

Свод Гаурдак-Тюбегатанской антиклинали в Кызыл-Мазаре осложнен дополнительными перегибами, причем штоки соли приурочены к их антиклинальным частям. На крыльях таких складок обычно фиксируется выпадение (полное или частичное) ряда гипсоносных и глинистых горизонтов.

Слои этих горизонтов чрезвычайно нарушены; в них развиты энергичный кливаж, многочисленные внутрислоевые, взаимно срезающие друг друга разрывы и т. п. При вскрытии слой легко распадается на множество мелких и мельчайших линзидов, поверхность которых покрыта зеркалами скольжения. Здесь, очевидно, складка осложнена диапиром, причем в процессе протыкания к ядерной части складки устремлялись массы не только соленосного горизонта, но и слоев гипса, гипсоносных глин и т. п., пересекаемых каналом протыкания. Это приводит к местным сокращениям их мощности и возникновению описываемых нарушений. Подобные нарушения широко развиты на Кызыл-Мазаре, вокруг Гаурдака и характерны для всего района.

В указанных выше специфических условиях складкообразования наличие соли в ряде случаев, повидимому, и не требовалось для образования диапиров. Так, структура одного из участков Гаурдакского серного месторождения представлена куполом, располагающимся в виде подчиненной формы на юго-западном крыле Гаурдакской складки. Интересной ее особенностью является выпадение некоторых слоев глинистых и гипсоносных пород, вследствие чего горизонты на крыльях весьма сближены. В промежутках между ними порода сильно разбита кливажем и имеет явные следы истечения, направленного к ядру купола. На участке обнаружено несколько экзотических останцов меловых пород, лежащих на известняково-гипсовых породах гаурдакской свиты. Они являются остатками нескольких пологих чешуй, имеющих волнообразную поверхность скольжения. Наблюдается срезывание нижних чешуй верхними и перекрывание плоскостей разрывов новыми чешуями.

Аналогичные нарушения установлены и в других участках Гаурдака; они как бы охватывают последний, причем всегда констатируется движение к центральной части Гаурдака.

Процессы собственно соляной тектоники, накладываясь на складкообразовательные движения, активизировали их, усиливая внутрислоевые движения до такой степени напряжения, при котором могло проис-

ходить срезание мелких образующихся складочек, отдельных горизонтов, старых чешуй более молодыми и т. п. Таким образом, характер нарушений на юго-западных склонах Гаурдака необходимо ставить в связь с соляной тектоникой, как это отмечает в своей работе и Н. П. Туаев (1936).

К югу от Гаурдака располагается широкая чашеобразная синклиналь, известная под названием Балаханской; в ее ядре лежат слои датского и бухарского ярусов, слагающие вершину горы Балаханы. Некоторые ее черты интересны для уяснения тектоники района. В структурном отношении она находится на пересечении Маликской синклинали с довольно значительным прогибом, ориентированным в поперечном к ней направлении и проходящим через колодец Узункудук. На крыльях складки развиты нарушения, выраженные исчезновением или частичным уменьшением мощности пластичных пород, достигающим иногда значительной величины.

И. А. Грибова отмечает в юго-восточном крыле синклинали сокращения в мощности туронских и сенонских глин, достигающие многих десятков метров, а иногда 100—200 м. Зона сокращенной мощности опоясывает синклиналь, непрерывно прослеживаясь на ее крыльях, причем эти нарушения необходимо, повидимому, ставить в связь с особенностями общей тектоники района и также считать результатом активных внутрипластовых движений. В определенный момент развития структуры это должно было вызвать движение вещества слоев на крыльях и накопление материала в ядрах окружающих антиклиналей, как, например, в Гаурдакской. При известных условиях процесс мог завершиться конечной фазой своего развития — образованием диапира.

Таким образом, в тектонике Гаурдака должны быть отмечены три характерные черты: 1) широкое куполовидное сечение, 2) диапиризм и 3) специфические нарушения, связанные с процессом истечения к действующим каналам протыкания высокоомобильных пород, какими являются каменная соль, гипсы и ангидриты, гипсоносные глины.

В нарушениях последнего типа, проявления которых описывались Н. П. Херасковым (1932) как пластовые сдвиги, а А. В. Дановым, как мелкочешуйчатые надвиги, нет значительного перемещения одного блока относительно другого. Блоки, обычно образованные относительно мощными слоями крепких горных пород, сближены между собой или соприкасаются друг с другом в зоне истечения мягких, мобильных слоев. Сложная же структура мелких чешуй и пластовых подвижек, часто наблюдаемая вокруг Гаурдака у подножья западных склонов Кугитангтау и в ряде других мест, является остатками денудированных мобильных слоев, подвергшихся процессу истечения.

Нарушения, связанные с процессом истечения масс, более точно, чем это было сделано В. П. Мирошниченко (1945), можно было бы называть дизъюнктивами истечения; они располагаются несколькими зонами вокруг Гаурдака, проявляясь наиболее интенсивно в гаурдакской толще и слоях нижнего мела (см. рис. 87). Интенсивность их проявления падает от центра к периферии. Наиболее отчетливо они выражены в местах выхода нижнемеловых отложений на всем протяжении вдоль восточных, южных, юго-западных и северо-западных склонов. Менее интенсивно они развиты в толще верхнего мела. Во всех случаях зоны их развития характеризуются наличием системы сбросов, незначительных по амплитуде, быстро затухающих по простиранию и обычно не выходящих за ее пределы. Большая часть сбросов ориентирована в направлении, попереч-

ном простиранию слоев и протяжению зоны развития дизъюнктивов истечения. Общая картина соотношения между последними и этими сбросами показывает, что в механизме образования диапировой структуры сбросы развились в последующую фазу, после дизъюнктивов истечения.

Между Гаурдаком и горой Балаханой Гаурдак-Тюбегатанскую антиклиналь пересекает крупный разрыв с простиранием ЗСЗ—ВЮВ. Масштаб его весьма значителен, видимое горизонтальное перемещение составляет около 2 км. По линии нарушения к югу от могилы Ходжа-Киям контактируют гаурдакская толща и низы сенона. Это нарушение, повидимому сбросо-сдвигового характера, состоит из ряда разрывов, располагающихся более или менее параллельно; южная часть сброшена. Сбрасыватель падает на юг под углом 70—80°. Разрыв пересекает Балаханскую синклинали и прослеживается далее через Узункудук к долине Кугитанг-Дарьи. Он пересекает зону дизъюнктивов истечения на южных склонах Гаурдака; это показывает, что его образование произошло на сформированной диапировой структуре.

Комбинация прихотливо выраженных дизъюнктивов истечения с многочисленными сбросами вокруг Гаурдака и вдоль подножья западных склонов Кугитангтау чрезвычайно затрудняет изучение структуры района, и прежде всего увязку соседних участков и общую интерпретацию тектоники.

Нарушения, аналогичные описанным, Н. П. Херасков (1932) отнес к «послеэрозионным надвигам»; после него А. В. Данов эти же нарушения определил как «раннеэрозионные надвиги».

К югу и юго-востоку от Гаурдака, а также и на юг от Кугитангтау развита система мелких и коротких складок, большинство которых, как уже указывалось, располагается на южном направлении Маликской синклинали. В связи с вопросами нефтеносности, сероносности и солёности района некоторые из них были подвергнуты изучению (Пейве 1933, 1934а; Херасков, 1934; Шугин, 1937). Основное участие в их сложении принимают нижнемеловые отложения. В ядрах некоторых из этих структур наблюдаются гипсы и ангидриты гаурдакской толщи.

Всю систему складок можно разделить на две группы: северную, тяготеющую к Гаурдаку, и южную, связанную с хребтом Кугитангтау. В северной группе резко выражена общая дезориентация в направлениях осей складки; здесь встречаются простирания: восток-северо-восточное (Айдин), восток-юго-восточное (Узункудук), юго-юго-восточное (Юрактубе) и ряд других. В южной группе преобладают восток-северо-восточные простирания (Кундалянгтау, Альмурад, Актаг и др.); однако и здесь имеется ряд резко выраженных отклонений, как, например, в Каттауртау, складчатая структура которых на значительном протяжении вытянута в направлении ВЮВ.

Для северной группы более характерны широкое поперечное сечение и общая сравнительно нерезко выраженная форма складок. В то же время в пределах южной группы развиты резкие, хорошо выраженные складки, в ядерных частях которых наблюдается весьма крутое положение слоев. Для них характерно развитие густой сети разрывов сбросового типа, интересной особенностью которых является локализация преимущественно в пределах ядерных частей складок. Некоторые структуры района, возможно, имеют диапировый характер. С некоторыми из таких складок, как, например, Актаг, Узункудук и др., связаны крупные месторождения калийной и поваренной соли. Наиболее известно Окуз-

булакское месторождение, расположенное к юго-западу от окончания Кугитангского хребта (Пейве, 1933; Шугин, 1937).

Помимо Гаурдака, важным тектоническим объектом района является хр. Кугитангтау, в структурном отношении представляющий собой асимметричную антиклиналь, сильно наклоненную на восток и, возможно, надвинутую в восточном направлении. Западное крыло складки пологое, восточное — крутое, короткое. Для Кугитангской антиклинали в целом характерно широкое поперечное сечение, что придает ей черты некоторой куполовидности, но южное окончание складки отличается более узким сечением. Ядерная часть складки глубоко вскрыта эрозией. На восточном склоне Кугитангтау можно видеть палеозойское основание и почти полный разрез юрских отложений западного крыла. Верхи юры (гаурдакская толща) и меловые отложения обнажаются на западном склоне хребта и прилегающих к нему с запада возвышенностях.

В пределах структуры можно выделить два основных типа разрывов: 1) надвиги по западному крылу антиклинали с их почти меридиональной ориентировкой; 2) система различно ориентированных сбросов, приуроченных к ядерной части антиклинали, для которых характерно быстрое затухание амплитуды к периферийным частям структуры как в плане, так и в разрезе. В Кугитангской антиклинали отчетливо видно наличие двух структур: вариссийской и альпийской. Рассмотрим каждую из них в отдельности.

Более древние породы палеозойского комплекса — метаморфические сланцы неустановленного возраста и мраморизованные известняки и мраморы нижнего карбона — имеют сложную складчатую структуру, основные элементы которой ориентированы в меридиональном направлении. В том же направлении следуют линии крупных крутых надвигов, сопровождающих указанную складчатость и направленных, как можно предполагать, на запад. Складчатая структура интродуцирована гранитами, которые обычно сильно катаклазированы. Интрузивный массив и складчатую структуру пересекают многочисленные жилы разнообразных жильных пород, система которых совпадает с расположением трещин отдельности интрузива. Стенки трещин не имеют борозд скольжения и других признаков, указывающих на перемещение разделенных ими блоков. Особое положение среди жильной формации занимают рудные жилы. К палеозойскому этапу заведомо относятся широко распространенные и давно здесь известные железорудные месторождения Тилля-Кан, Чуян-Кан и др. На складчатой структуре и комплексе магматических образований располагаются покровы эффузивных пород, также образовавшиеся в палеозойское время. Они интенсивно дислоцированы и принимают участие в надвигах западного направления.

Выше по разрезу следует структура в мезозойских отложениях, образовавшаяся в результате действия альпийских фаз складчатости. Граница между палеозойскими и мезозойскими образованиями выражается резким угловым несогласием и наличием базальных конгломератов из галек и обломков палеозойских пород.

Наиболее древние из мезозойских горных пород — грубозернистые песчаники и конгломераты ташкутанской свиты мощностью 15—20 м (верхний триас) — сохранились от размыва лишь на небольшом участке (верховья сая Кемпыртыбе)¹. В пределах этого участка дислоцирован-

¹ В последнее время они прослежены И. Л. Яицким на значительном протяжении. — *Прим. ред.*

ность их выражается пологим моноклинальным падением на запад. Породы ташкунтанской свиты с небольшим угловым несогласием перекрываются 150-метровой толщей базальных конгломератов, грубозернистых песчаников и песчаных глин лейаса, в которой развиты пологие взаимно пересекающиеся разрывы с плоскостями, почти совпадающими с плоскостями напластования.

В вышеследующей песчано-глинистой и угленосной толще лейаса и байоса и, повидимому, в глинистой и известняково-мергелистой толще бата, общая мощность которых достигает 500 м, характерно развитие дополнительной весьма сложной складчатости, часто сопровождаемой надвигами к ядерной части Кугитангской антиклинали. Вышезалегающая мощная (до 750 м) толща известняков мальма, которая слагает западный склон и обрывистый гребень хребта, также характеризуется развитием дополнительной складчатости, но последняя здесь достаточно крупная, часто опрокинутая на запад и сопровождается крутопадающими надвигами того же направления. Эта складчатость отчетливо наблюдается в пределах всех западных склонов Кугитангтау.

В гаурдакской толще и меловых слоях на западном крыле Кугитангской антиклинали развиты те же нарушения, что и на Гаурдаке, т. е. дизъюнктивы истечения и сложная сеть сбросов, область распространения которых охватывает подножье западного склона хребта на всем его протяжении. Необходимо отметить еще одну важную деталь альпийской структуры Кугитангтау, а именно систему рудных жил, минеральная ассоциация которых состоит из галенита, церуссита, киновари, флюорита и др. Рудопроявления связаны с надвигами, рассекающими толщу мальмских известняков, и находятся в полостях накопления материала дробления, образовавшегося при тектонических подвижках (Мирошниченко, 1946в).

Вопрос о взаимоотношениях варисцидской и альпийской структур рассматривался некоторыми авторами. В свое время Д. И. Мушкетовым в Восточной Фергане были описаны своеобразные складки (так называемые «купола облекания»), которые позволили ему сделать заключение о пассивном приспособлении мезозойского комплекса к рельефу древнего, палеозойского основания. Позже взгляды Д. И. Мушкетова были применены непосредственно к Кугитангтау Н. П. Херасковым (1932), который считал Кугитангскую антиклиналь и аналогичные ей структуры «складками облекания».

Судя по материалам других исследователей (Левицкий, 1937; Мирошниченко, 1946в; Чуенко, 1937а, б), поверхность несогласия и соприкосновения палеозойского и мезозойского комплекса в хр. Кугитангтау имеет складчатый характер и полностью повторяет основные черты складчатой структуры мезозойского комплекса. Это показывает, что палеозойский комплекс также участвовал в альпийских складкообразовательных движениях и, следовательно, основная роль в создании общей структуры Кугитангтау принадлежала последним.

Рассматривая хр. Кугитангтау как складку облекания, Н. П. Херасков (1932) остальные структуры района относит к складкам предгорий и считает их по генезису «складками срыва». Их возникновение он связывает «со скоплением более молодых слоев (меловых и третичных — В. М.) по пластичной толще кошхаузской свиты» (в нашей терминологии — гаурдакская толща). Наблюдениями других исследователей (Мирошниченко, 1933а, 1945; Чуенко, 1937а, б) установлено, что в свите мальмских известняков, которой в основном сложен Кугитангтау, раз-

вита дополнительная складчатость, почти не уступающая по своей сложности складкам в меловых и третичных слоях.

Вышеизложенные данные позволяют считать, что для складчатой структуры района характерны черты гармонических соотношений между основными стратиграфическими комплексами. Однако при этом необходимо иметь в виду, что в разрезе района, в котором сочетаются многочисленные компетентные и некомпетентные слои, в случае складчатых деформаций появляются комплексы весьма сложных дополнительных складок.

Теперь в нескольких словах остановимся на распределении полезных ископаемых района в зависимости от его тектоники.

В пределах района известны месторождения следующих полезных ископаемых: полиметаллов и редких металлов, угля, нефти, серы, поваренной и калийной солей и некоторых других. Проявления металлоносности приурочены к Кугитангской антиклинали (Мирошниченко, 1946в). Контуры общего рудного поля хребта совпадают с очертаниями антиклинали. Максимум рудопроявлений приурочен к области наибольшего поднятия ее шарнира. Рудопроявления локализованы в системе трещин по западным склонам и в ядерной части антиклинали на восточных склонах хребта. Сказанное относится главным образом к альпийскому этапу оруденения. Распределение рудопроявлений палеозойского этапа более сложно и еще очень мало расшифровано. Ясно, однако, что они также связаны с плоскостями крупных разрывов меридионального простирания.

Месторождения угля известны на восточных склонах хр. Кугитангтау и связаны здесь главным образом с толщей лейаса и байоса, полого падающей на запад. Большое значение при оценке запасов и организации добычи угля на отдельных участках месторождения играет дополнительная складчатость, развитая в некомпетентных слоях, особенно в угольных. Она, так же как и сбросы, сильно нарушает общую простую закономерность залегания пластов угля, вызывает перераспределение последнего, выражающееся в неожиданном их выклинивании, сильной перемятости и т. п.

Характер месторождений нефти на Гаурдаке еще не установлен. Известные ныне нефте- и газопроявления связаны с трещинами; более значительные коллекторы неизвестны. Есть, однако, основания предполагать наличие нефти в трещиноватых известняках оксфорда—лузитана в некотором удалении от областей их обнажений на поверхности. Здесь, особенно в ядрах дополнительной складчатости на западном крыле Гаурдакской структуры, перекрытых нефтенепроницаемыми породами гаурдакской толщи, могут быть обнаружены значительные нефтенакпления.

В распределении месторождений серы существует главным образом косвенная связь с тектоникой. Однако в некоторых случаях была установлена связь крупных залежей с дополнительными прогибами в толще подстилающих оксфорд-лузитанских известняков, обогащенных в процессе миграции и переотложения серы в эпоху диагенетических изменений месторождения. То же самое надо сказать в отношении системы мелких трещин, развитых как в толще подстилающих известняков, так и в сероносных известняках гаурдакской толщи.

Участок каждого из соляных месторождений в тектоническом отношении может быть разделен на две основные зоны: 1) зону дизъюнктивов истечения, располагающуюся во внутренних, приядерных частях структур, ближе к диапиру, и 2) зону статического состояния соляных

и других аналогичных в отношении процесса истечения слоев. Между ними может быть выделена зона взаимоперехода, характеризующаяся начальной стадией процесса истечения. Очевидно, что зона дизъюнктивов истечения менее благоприятна в промышленном отношении, чем две остальные зоны, и только отдельные участки ее, характеризующиеся более простой тектоникой, могут представлять практический интерес.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТониКИ ГАУРДАК-БУГИТАНСКОГО РАЙОНА, СВЯЗАННЫЕ С НАЛИЧИЕМ СОЛЯНОЙ ТОЛЩИ

Наличие в разрезе мезозоя рассматриваемого района соляной толщи мощностью 400—450 м оказывает значительное влияние на тектонические процессы и геологическое строение района. Исследованием этого вопроса занимались Н. П. Херасков, Н. П. Туаев и В. П. Мирошниченко.

Основные положения Н. П. Хераскова (1932) сводятся к следующему. Толща каменной соли и гипсов, являясь пластичной, служила постелью, по которой при тангенциальном давлении шло перемещение меловых пород и образование в них складок. Жесткие юрские породы, залегающие ниже соляной толщи, не подвергались смятию. Складки, образовавшиеся таким путем, были названы Н. П. Херасковым «складками срыва». В процессе скольжения пород и образования складок в ядра последних захватывалась каменная соль, мощность которой определялась Н. П. Херасковым в 50—150 м. В том случае, когда в строении антиклинальных и брахиантиклинальных складок участвуют юрские известняки, роль соляной толщи в тектонических процессах Н. П. Херасковым не отмечалась. Такие складки выделялись им в другой тип и назывались «складками облекания». Причиной образования считались глыбовые поднятия палеозойских кристаллических пород.

Другую точку зрения развивает Н. П. Туаев (1936). Он тоже придает большое значение соляной толще в тектонических процессах, но не признает срывов меловых пород по соляно-гипсовой толще. По мнению Н. П. Туаева, соль на значительных глубинах (2000—6300 м) приходит в пластическое состояние и, скапливаясь в ослабленных зонах, создает штоки и куполовидные складки. Так, каменная соль, залегающая в виде пласта мощностью 50 м на глубине 6300 м на площади 700 км², способна, по Н. П. Туаеву, образовать соляной шток диаметром 2,4 км. Этот процесс разделяется Н. П. Туаевым на три фазы.

Первая приурочена к начальному этапу складкообразовательных процессов. В этот период пласт соли разобчался и образовались отдельные участки с увеличенной мощностью соли. Вторая фаза соответствовала основному этапу складкообразования, при котором была создана тектоническая конфигурация области и образовались своды антиклиналей, куда устремлялась пластичная соль. В результате в сводах антиклиналей мощность соли была резко увеличена. В третьей фазе, когда складкообразовательные процессы затухали и процессы эрозии нивелировали неровности поверхности, произошло перераспределение статического давления и соль из синклиналей продолжала прибывать в антиклинальные своды, приподнимала покрывающую толщу или даже прорывала ее, выходя на поверхность. Так, по мнению Н. П. Туаева, образовались структуры, подобные Альмурадской и Катгаурской, которые рассматриваются им как диапировые.

В. П. Мирошниченко (1945) развивает и дополняет взгляды

Н. П. Туаева. Каменная соль, по В. П. Мирошниченко, покидала синклинали и скапливалась в ядрах антиклинальных складок, образуя диапировую структуру, названную им ядром протыкания. К каналам протыкания устремлялись не только соль, но также гипсы и гипсоносные глины. В связи с истечением соли, гипсов и глин по каналам протыкания, в недрах происходило сильное сокращение мощностей свит, сложенных указанными породами, и образование сбросов ступенчатого характера. Глины и гипсы в этом процессе претерпевали сильные изменения. Первичная структура исчезала, и в местах истечения (сокращения мощности) формировалась новая структура в виде своеобразных чешуй линзовидного характера, которые В. П. Мирошниченко назвал линзоидами. Таким образом, по В. П. Мирошниченко, складка диапирового характера может быть создана не только солью, но также гипсами и гипсоносными глинами.

Для всех описанных взглядов общими являются два основных положения:

1. Складчатые процессы создают и определяют основные структуры района.

2. Процессы соляной (и соляно-гипсовой) тектоники, не являясь решающими и не изменяя общего хода складкообразования, способствовали появлению ряда дополнительных структурных элементов как пликативного, так и дизъюнктивного характера, усложняющих тектоническую структуру района; но роль последних и способ их образования трактовались различно.

Материалы по изучению калийных месторождений, полученные при работах 1947—1950 гг., согласуются с указанными выше основными положениями, но приводят к несколько иной трактовке хода процесса образования дополнительных структурных элементов, связанных с наличием в стратиграфическом разрезе соляной толщи. Следует отметить, что мощность соляной толщи в действительности значительно больше, чем это предполагалось прежними исследователями: она достигает 400—450 м.

Образование основных структурных форм района обязано складкообразовательным процессам, распространенным на большой площади и охватывающим мощную толщу пород на значительную глубину.

К таким региональным структурным формам относятся крупные антиклинальные складки, более или менее параллельные друг другу и прослеживаемые на значительном протяжении (до 200 км) с юго-запада на северо-восток, располагаясь как на территории Туркменской ССР, так и в прилегающей части Узбекской ССР: на востоке Кугитангская, западнее Гаурдак-Тюбегатанская, а еще западнее Самсоновская антиклиналь¹. Размах поднятий уменьшается с востока на запад. В ядре Кугитангской антиклинали на поверхности обнажаются породы палеозоя, в ядре Гаурдак-Тюбегатанской — известняки верхней юры, а в Самсоновской — известняки палеогена.

Средняя из этих антиклинальных складок — Гаурдак-Тюбегатанская — усложнена дополнительной складчатостью. Она состоит из двух лежащих на одной оси куполовидных структур, Гаурдакской и Тюбегатанской, вскрывающих в ядрах верхнеюрскую известняковую толщу и покрывающие ее ангидриты. Между ними располагается своеобразная Лялимканская складка, не вскрывающая отложений древнее каменной

¹ Юго-западный конец Лянгарской антиклинали, по схеме В. П. Мирошниченко.

соли. На юго-западном конце той же антиклинали находится третья куполовидная структура — Тагаринская, образованная верхнемеловыми отложениями. Между указанными антиклинальными складками расположены крупные синклинали — Маликская и Мукринская (рис. 88).

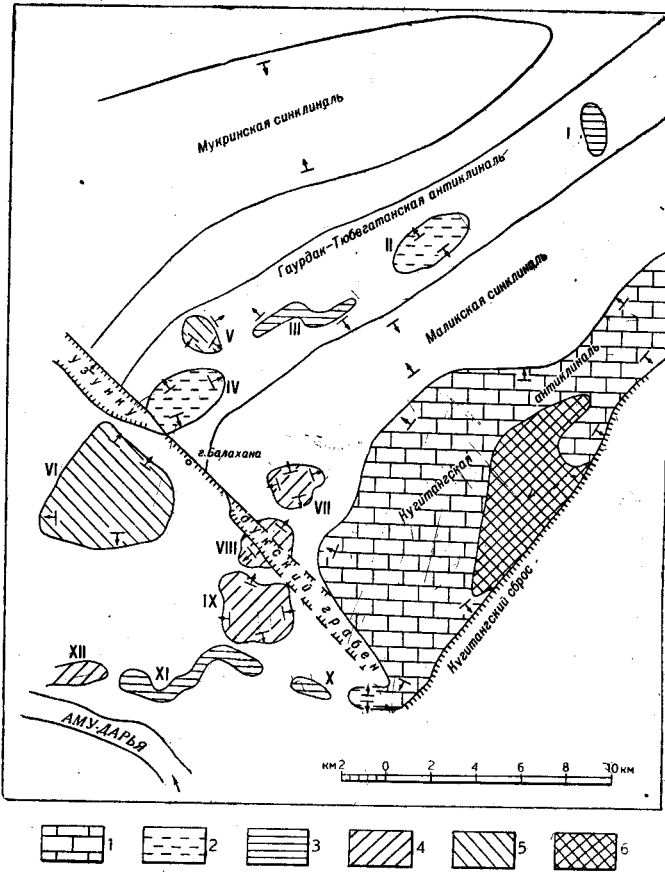


Рис. 88. Схема тектоники Гаурдак-Кугитангского района

1—куполовидные складки, сложенные в ядре известняками верхней юры; 2—куполовидные складки, сложенные в ядре ангидритогипсовой толщей верхней юры; 3—куполовидные складки, сложенные в ядре каменной соли; 4—складки, сложенные в ядре красноцветной толщей нижнего мела; 5—куполовидные складки, сложенные в ядре нижними свитами верхнего мела; 6—выходы палеозойских пород в размытом ядре Кугитангской антиклинали; I—Акрабатский купол; II—Тюбегатанский купол; III—Лялимканская антиклиналь; IV—Гаурдакский купол; V—Кокмиярский купол; VI—Тагаринский купол; VII—Айнабулакский купол; VIII—Узункудукский купол; IX—Карабильское поднятие; X—Кызылкуразский купол; XI—Каттаурская и Альмурадская антиклинали; XII—Кундалаянская антиклиналь

Из региональных разломов в первую очередь необходимо указать крупный продольный разлом на юго-восточном крыле Кугитангской антиклинали с амплитудой смещения 4—5 км и поперечный Узункудукский грабен, разделяющий Гаурдакскую и Тагаринскую куполовидные структуры, амплитуда смещения в северной плоскости которого превышает 1 км.

Формирование указанных основных структурных форм, происшедшее с миоцена, сопровождалось интенсивной эрозией, которая начи-

налась с шарнира появившихся складок. Эрозионная деятельность, таким образом, развивалась не при затухании складчатости, как пишет Н. П. Туаев (1936), а с самого ее начала и продолжалась до настоящего времени.

На фоне отмеченной региональной складчатости проявились дополнительные процессы, усложняющие структуру района. Они привели к образованию более мелких складок и многочисленных разрывов. На формирование этих второстепенных структурных элементов соляная толща оказала существенное влияние.

Одно из наиболее крупных проявлений соляной тектоники представляет соляной купол Ходжа-Икан. Он расположен в пограничной с Туркменией части Узбекской ССР, на стыке южного крутопадающего погружения Кугитангской антиклинали и разлома, пересекающего ее юго-восточное крыло. Соляная толща слагает здесь гору, поднимающуюся на 100—170 м над уровнем долины. Ходжа-Икан представляет собой типичный соляной купол, относящийся, по А. П. Королевой и И. П. Шарпову (1936), к ганноверскому типу. Образование этого купола относится к четвертичному времени, на что указывают отчетливо выраженные изгибания слоев современных пролювиальных отложений вокруг купола и наличие на вершине горы участков, сложенных четвертичными галечниками (Королева и Шарпов, 1936).

Другой тип проявлений соляной тектоники представляет собой небольшие антиклинальные складки, усложняющие строение Гаурдак-Тюбегатанской антиклинали, а также располагающиеся в пределах Маликской синклинали. По Н. П. Хераскову (1932), это «складки срыва», по В. П. Мирошниченко — диапировые складки с соляными штоками, в которых соль скопилась путем истечения ее из синклинальных зон и перемещения в своды антиклиналей.

Образование этих складок можно объяснить дифференциальным давлением на соляную толщу, обусловленным разницей мощностей покрывающих пород в различных участках в результате процессов тектоники и эрозии. До начала складкообразовательных процессов (олигоценое—миоценовое время) соляная толща повсюду залегала на глубине 2300—2500 м. Позднее, в результате поднятий антиклинальных структур и их размыва при одновременном накоплении осадков в областях прогибов, глубина залегания соляной толщи оказалась различной, что и обусловило большие различия в давлениях покрывающих соль отложений. В местах ослабленного давления начался подъем соляной массы с образованием антиклинальных складок второго порядка и сопровождающих их разрывов. При этом участки ослабленного давления не всегда приурочивались к своду антиклиналей; иногда они располагались на крыльях и в других местах, где были приурочены к зонам глубокого эрозионного размыва.

Наиболее типичный пример представляет Акрататская складка, расположенная на северо-восточном окончании Гаурдак-Тюбегатанской антиклинали, на территории Узбекской ССР (см. рис. 88). Для этой складки характерно северо-западное простирание, отличное от общего северо-восточного простирания основной Гаурдак-Тюбегатанской антиклинали. В ядре Акрататской складки обнажается каменная соль; крылья сложены красноцветными породами неокома (рис. 89). Углы падения ближе к ядру складки крутые (до 70°), дальше становятся более пологими (25—30°), а на значительном удалении от ядра пласты верхнего мела лежат почти горизонтально.

Образование этой складки можно представить следующим образом. Эрозионная деятельность на северо-западном крыле Гаурдак-Тюбегатанской антиклинали выразилась в образовании по падению крыла, перпендикулярно оси антиклинали, глубоких ущелий. Когда эрозионная деятельность достигла в одном из ущелий кровли неокомских красноцветных отложений, толща каменной соли стала реагировать на разницу в статическом давлении от дна ущелья и от вершины его склонов.

В условиях Акрабатской структуры такое соотношение могло выразиться следующими данными. До кровли соли от тальвега ущелья было 400—450 м, а от вершин склонов, сложенных тагаринскими известняками (верхи сеномана), 1000—1100 м. Вспучивание дна ущелья благо-

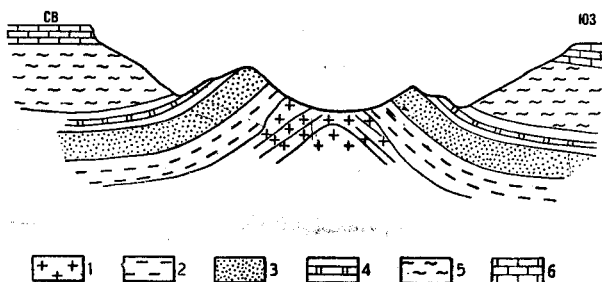


Рис. 89. Схема строения Акрабатской складки

1—каменная соль; 2—глины карабильской свиты; 3—песчаники карабильской свиты; 4—альмурадская свита; 5—нижний мел и глинистая толща сеномана; 6—тагаринские известняки

приятствовало усилению эрозионной деятельности и расширению самого ущелья. Когда размыв достиг низов альмурадской свиты (200 м от кровли соли), складка уже выглядела, повидимому, отчетливо и эрозионная деятельность развивалась на значительной площади не по одному ущелью, а также по оврагам, окаймлявшим структуру с обеих сторон.

Когда размыв достиг глин карабильской свиты, то верхние слои каменной соли стали подниматься вверх более энергично, прорвали оставшиеся 50 м глинистых пород и вышли на поверхность дна ущелья. Слоистость соли при этом не нарушилась, микроскладчатость не образовалась и прослой ангидрита мощностью 2—5 см остались ровными и сохранили те же элементы залегания, что и вышележащие породы — красные песчаники, доломитовый пласт и др. Это хорошо видно в стенках выработок соли, заложенных в северо-восточной части структуры. Следовательно, пласты каменной соли близ кровли не испытывали тех горизонтальных перемещений, о которых говорят Н. П. Туаев и В. П. Мирошниченко. По всей вероятности, в пластичное состояние перешли нижние слои соляной толщи.

Аналогичные условия образования можно предполагать и для Лялимканской складки, располагающейся по оси Гаурдак-Тюбегатанской антиклинали между Гаурдакским и Тюбегатанским куполами (см. рис. 88). В плане Лялимканская складка представляет собой сигмоиду. Ближе к Гаурдаку складка имеет северо-восточное простирание, в средней части приобретает широтное простирание, а на северо-востоке — опять северо-восточное. При этом в юго-западной части складка опрокинута на юго-восток, а в северо-восточной части — на северо-запад.

В рельефе ядро Лялимканской складки является глубокой продольной горной долиной, дно которой сложено каменной солью, а борта — красноцветными глинами и песчаниками карабийской свиты и вышележащих отложений. Здесь, как и в Акрабатской складке, хорошо выражено уменьшение угла падения с переходом от более древних к более молодым породам: от крутых углов в красноцветных породах неокома до почти горизонтального залегания в тагаринских известняках. Контакт соли с покрывающими ее глинами тектонический, что указывает на протыкание солью глинистой толщи. Амплитуда протыкания 50—80 м.

Следует отметить, что в Лялимканской складке, как и в Акрабатской, прекрасно выражена слоистость соляной толщи, примерно соответствующая условиям залегания вышележащих пород, что говорит против предположения о горизонтальном перемещении верхних горизонтов соляной толщи из синклиналиных зон.

Образование сигмоиды Лялимканской складки можно объяснить приспособлением антиклинальной структуры к плану антиклинальной горной долины, в зоне которой вследствие глубокого размыва вышележащих пород возникла зона ослабленного давления. Опрокидывание складки в ту или другую сторону, возможно, зависит от большей скорости размыва того или другого крыла антиклинального поднятия.

Повидимому, зачаточную стадию образования такого же типа антиклинальной складки представляет собой Кокмиарское куполовидное поднятие, находящееся на северо-западном крыле Гаурдак-Кугитангской антиклинали, в 12 км от ядра Гаурдакского купола (см. рис. 88). Этот купол интересен тем, что тальвег долины лежит здесь в кровле аптских отложений, а вершины склонов сложены тагаринскими известняками, что соответствует соотношению мощности надсолевых отложений от вершины склонов и от дна долины, равному 1000:500. Этого оказалось достаточно, чтобы соль стала реагировать на такое дифференциальное давление. В зоне ослабленного давления началось вспучивание, которое и привело к образованию купола. Пласты альба падают под углами 5—10° и в плане оконтуривают удлинненную пологую куполовидную складку вдоль Кокмиарской долины.

Таким же путем, возможно, образовались мелкие антиклинальные и куполовидные складки, расположенные в области Маликской синклинали: Айнабулакский купол к юго-востоку от Гаурдакского купола, Альмурадская и Каттаурская складки в южной части синклинали и некоторые другие.

Айнабулакский купол приурочен к широкой горной долине. Диаметр его по контурам отложений апта составляет 4 км. Углы падения крыльев измеряются в 15—20°. Весьма интересны Альмурадская и Каттаурская складки, поднимающиеся в виде небольших возвышенностей (до 100 м относительной высоты) среди такырной равнины. Обе складки характеризуются крутыми залеганиями слоев (до 60—70°), местами опрокинутыми в присводовой части, и быстрым выполаживанием с удалением от свода. В ядрах этих антиклиналей на небольшой глубине (20—60 м), как показали геофизические работы и бурение, находится каменная соль. Разделяющий складки участок представлен узкой, как бы пережатой антиклинальной структурой, в ядре которой выходят почти вертикально залегающие породы неокома. В плане обе складки вместе с разделяющим их участком представляют собой сложную сигмоиду с простирающим, меняющимся от северо-восточного до запад-северо-западного.

Можно предполагать, что Альмурадская и Каттаурская складки, а также расположенная западнее Кундалянгская складка (у которой сохранилось лишь северное крыло) образовались в результате поднятия соли на месте существовавшей эрозионной долины, направление которой и определило сильно изогнутую в плане линию антиклинальных структур.

Совершенно иное происхождение имеют осложнения тектонической структуры, наблюдаемые на северо-западном крыле Кугитангской антиклинали, вдоль правого борта р. Кугитанг-Дарьи. Здесь в породах нижнемеловой красноцветной толщи развиты многочисленные сбросовые нарушения. Направление их преимущественно параллельное простиранию Кугитангской антиклинали, но встречаются также поперечные и диагональные. Сбросы бывают единичные и сложные, многоступенчатые. Амплитуда их колеблется в пределах от одного-двух десятков метров до 200 м. Развиты грабены и горсты.

По В. П. Мирошниченко, сбросовые трещины, развитые в своде и присводовой части структурного поднятия, обязаны истечению соли в шарнир складки; исчезновение толщи на крыльях и привело, по его мнению, к образованию сбросов, расположенных параллельно основному простиранию складки. Однако для западного крыла Кугитангской антиклинали эта точка зрения неприменима. Более вероятно, что все сбросовые трещины образовались в результате карстового процесса.

Постоянно действующая река Кугитанг-Дарья создает подземные воды в долине, которые, встречая на пути мощную толщу каменной соли, производят неравномерное выщелачивание и в сильной степени корродируют поверхность. Создается подземная коррозионная поверхность шириной 2—3 км вдоль реки на всем ее протяжении. Амплитуда этой коррозии в различных участках может быть различна, от десятка метров до 200 м, и соответствует амплитуде наблюдаемых сбросов.

Указанное подземное растворение соли и является вероятной причиной образования сложной системы сбросов в покрывающих соль отложениях нижнемеловой красноцветной толщи вдоль правого борта долины Кугитанг-Дарьи. Аналогичное происхождение имеет и часть сбросовых нарушений, развитых на северо-западном крыле Гаурдакского купола, где сбросы детально изучались при разведочных работах на калийные соли. Амплитуда таких сбросов здесь меньше, чем на северо-западном крыле Кугитангской антиклинали, и колеблется в пределах 10—50 м. Строение этого участка, однако, значительно сложнее, так как здесь к сбросовым перемещениям указанного происхождения присоединяются тектонические сбросы и взбросы, продольные (кольцевые) и поперечные, рассекающие не только покрывающие соль породы, но и соляную толщу. Амплитуда этих сбросов более значительна и достигает 100—250 м. Образование их связано с ростом Гаурдакского купола.

Необходимо указать еще на особенность строения юго-восточных крыльев Гаурдакского и Тюбегатанского куполов, которые характеризуются крутым залеганием пластов в части, прилегающей к ядру складки. На этих участках соляная толща полностью выпадает из разреза и покрывающие ее красноцветные породы находятся в тектоническом контакте с подстилающими соль гипсами, что объясняется выжиманием пластичной соли под влиянием тангенциальных давлений. При этом одновременно здесь сильно сокращены также мощности глинистых пород в вышележащей красноцветной толще.

Толща каменной соли на определенной стадии развития эрозионной деятельности принимает активное участие в тектонических процессах

складчатой области и приводит к образованию различных структур: антиклинальных и куполовидных складок, куполов, сбросов, грабенов и горстов. Причинами образования указанных структур являются: а) дифференцированное давление на мощную толщу каменной соли в результате разницы мощностей в надсолевой толще; б) подземное выщелачивание, образующее резко корродированную поверхность и карстовые полости с последующим обрушением и оседанием, сопровождающимся появлением сбросов, грабенов, горстов и флексур.

Если разницу в давлении выразить отношением мощности до поверхности соли от вершины склонов ущелья и со дна его, то для данного литологического разреза, по Н. П. Петрову, при соотношении 1 : 0,5 наступает «вспучивание» и образуется пологий купол или куполовидная складка (Кокмиярская структура). При соотношении 1 : 0,2 образуется купол или куполовидная складка со значительно большими углами падения 15—20° (Айнабулакская структура). При соотношении 1 : 0,1 образуются более крутые крылья складок (30—70°); покрывающие соль глины (аргиллиты) прорываются и образуется соляной диапир с амплитудой 50—80 м (Акрабатская структура).

Мощность толщи каменной соли является одним из важнейших факторов соляной тектоники. Все охарактеризованные выше явления возможны только при большой мощности соли, 350—450 м. Как будут протекать тектонические процессы при мощности соли 100 м и меньше, сказать трудно; конечно, они будут иными.

Совершенно иную роль играет соляная толща при некоторых явлениях сбросового характера, которые особенно развиты на западном крыле Кугитангской антиклинали. Эти сбросы не тектонического происхождения, они образовались в результате подземного выщелачивания каменной соли и неравномерного оседания покрывающих соль отложений.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЗАПАДНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ТУРКМЕНИИ ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ВВЕДЕНИЕ

Территория Туркмении вместе с прилегающими районами в общем геотектоническом плане занимает примерно срединное положение в подвижной зоне между древними центрами консолидации (докембрийскими и каледонскими платформами) и приурочена к области перекрещивания наиболее мобильных поясов земного шара на протяжении почти всей истории его геотектонического развития — широтной области Тетиса и меридиональной Уральской. Подобное структурное положение рассматриваемого региона предопределило весьма сложное и различное в геотектоническом отношении его глубинное геологическое строение, различающееся как по площади, так и по структуре различных стратиграфических этажей.

Здесь нашли свое проявление нередко перекрещивающиеся субмеридиональные и субширотные направления палеозойской, мезозойской и третичной складчатостей, которые по периферии рассматриваемой территории, оглябая древние центры консолидации, образуют выпуклые сигмоиды. Следует заметить, что значительная часть территории претерпела неоднократную переработку при последующих весьма интенсивных складкообразовательных процессах, перестроивших первоначальный

структурный план. Поэтому при непосредственных наблюдениях с поверхности в области альпийской складчатости не удается расчленить складчатость различных циклов тектогенеза. В то же время области пересечения линий складчатости разных циклов тектогенеза, как показали геофизические исследования, играют огромную роль как в формировании различных типов складок верхнего структурного этажа, так и в распределении областей сейсмической активности. Как правило, этим областям соответствуют и районы наибольшей сейсмической активности. Очевидно, на этих участках больше всего сказывается противоречие в тенденции движений крупных разновозрастных тектонических элементов, которые в течение длительного времени носят унаследованный характер.

Региональная тектоника Туркмении до последнего времени была неясна, что объясняется, наряду со сложностью глубинного строения, также тем, что 90% этой территории и большая часть площади, прилегающей к ней с севера и востока, закрыта четвертичными или слабо дислоцированными неогеновыми отложениями, залегающими обычно несогласно на более древних образованиях. Прилегающая с запада территория скрыта водами Каспия.

Указанные обстоятельства явились причиной большого количества различных, нередко диаметрально противоположных точек зрения о глубинном геологическом строении большей части рассматриваемого региона. Достаточно указать, что только по северной его части А. Д. Архангельским было дано в разные периоды семь тектонических схем (1923, 1932, 1933, 1934а, 1936, 1937, 1941). Другими авторами также были опубликованы различные тектонические схемы или даны отличающиеся гипотезы о глубинном строении территории Туркмении, а именно: В. Н. Огневым (1937, 1939), А. Л. Яншиным (1948, 1951), М. В. Муратовым (1946), Д. В. Наливкиным (1951), Н. П. Лупповым (1945б, 1952а), П. И. Калугиным (1942), М. И. Варенцовым (1940б), Г. И. Каляевым (1945, 1946), В. П. Мирошниченко (1937, 1947), Ю. Н. Годининым, Б. А. Петрушевским (1954) и др.

В этих условиях одним из наиболее важных способов познания регионального глубинного геологического строения территории является широкое использование данных геофизических исследований.

Первые региональные геофизические исследования здесь были проведены Нефтяным геолого-разведочным институтом и Всесоюзной конторой геофизических разведок (В. В. Федынский, А. А. Шрейдер и др.) в 1932—1936 гг. В эти же годы были поставлены и первые детальные геофизические работы (А. М. Филиппов, А. М. Ивонин, Ф. А. Арест, А. П. Дородницын, М. В. Воробьев, А. Г. Курнышев, Ю. Н. Годин и др.). В последние годы обширные комплексные геофизические работы были проведены трестом Средазнефтегеофизика на юге и западе Туркмении (Ю. Н. Годин, В. В. Федынский, А. А. Шрейдер, А. М. Ивонин, Ф. А. Арест, Н. В. Эпштейн, И. К. Туезов, Н. И. Тюрин, Ю. И. Сытин, К. А. Косовский, П. М. Тиханов, Е. М. Луцук, Б. Б. Тальвирский, А. А. Сержант, А. Н. Чунарев, Н. А. Туезова и др.).

В большом объеме были также проведены исследования Центральным геофизическим трестом Министерства геологии на северо-востоке Туркмении (П. А. Виноградов, Д. П. Касаткин, П. М. Смельницкий, З. А. Макарова и др.), Научно-исследовательским институтом геофизической разведки на Каспии и Устюрте (В. В. Федынский, И. Г. Медовский, О. Н. Соловьев, П. С. Черепанов и др.), Всесоюзным научно-исследовательским нефтяным институтом на Мангышлаке (Н. Н. Черепанов,

В. Лапшов, А. Н. Храмов). В 1952 г. Геофизическим институтом Академии наук СССР было выполнено глубинное сейсмическое зондирование в Данатинском, Межбалханском и Казанджикском районах (Г. А. Гамбурцев, И. П. Косминская, Н. Е. Федосеенко и др.).

Данные всех указанных геофизических исследований позволяют в настоящее время более обоснованно подойти к тектоническому районированию и трактовке тектонического строения этого весьма интересного в геологическом отношении региона.

О ПРИНЦИПАХ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Наиболее важный материал для регионального тектонического районирования территории Туркмении дают комплексные геофизические исследования, включающие гравиметровые и аэромагнитные съемки значительных площадей, дополненные региональными сейсмическими исследованиями.

По гравитационным данным выделяются наиболее крупные тектонические элементы (первого и второго порядков) и определяется направление основных тектонических линий. При этом результаты гравиметрических исследований не ограничиваются выявлением современной структуры, а дают ценные сведения о динамике развития отдельных участков земной коры, как показал это в своих работах по Кавказу В. В. Федынский (1937).

В условиях южных районов СССР, в зоне молодой альпийской складчатости, предгорные региональные минимумы силы тяжести во всех случаях соответствуют наиболее мобильным участкам земной коры, которые на протяжении длительной истории геотектонического развития испытывали тенденцию к преимущественному погружению. В пределах этих участков развиты наиболее сложно построенные крупные кайнозойские куполовидные структуры. В то же время некоторым относительно гравитационным максимумам в этой области (которые, возможно, обусловлены погребенными палеозойскими структурами), соответствуют наложенные неогеновые впадины с резко увеличенной мощностью неогеновых и четвертичных отложений. В таких районах обычно развиты относительно спокойные куполовидные структуры и отмечаются крупные, весьма протяженные региональные разломы.

В области платформ в пределах Туркмении, как правило, зонам гравитационных максимумов соответствуют площади, испытывавшие на протяжении длительного времени своего геотектонического развития тенденцию к преимущественному поднятию, т. е. участки, где мощность покрывающего чехла мезозойских и кайнозойских отложений сокращена. Областям же гравитационных минимумов соответствуют участки, испытывавшие тенденцию к преимущественному погружению, в пределах которых развиты большие мощности указанных отложений.

Магнитные аномалии характеризуют распределение и порядок глубин залегания магнитоактивных пород (в условиях рассматриваемого региона — изверженных и метаморфизованных палеозойских пород) и, кроме того, дают простираание наиболее крупных тектонических линий в палеозойском фундаменте. В некоторых районах магнитные данные определяют и направление основных разломов.

В депрессионных зонах, в особенности в области альпийской складчатости, где интенсивность магнитных полей незначительна, применение

комплекса указанных работ дает меньший эффект. В этом случае для расшифровки региональных гравитационных аномалий особенно важны данные сейсморазведки, позволяющие достаточно надежно интерпретировать выявленные аномалии и провести точное тектоническое районирование территории.

Гравитационно-магнитные съемки не дают также ответа на вопрос о характере глубинного геологического разреза мезозойско-кайнозойских отложений, площадном его изменении, изменении углов падения и мощностей различных комплексов и о стратиграфической оценке развитых отложений. Эти задачи успешно разрешаются комплексной постановкой различных модификаций сейсморазведки.

Рассмотрим геофизическую изученность по площади и те результаты по выяснению глубинного геологического строения, которые дают в условиях Туркмении отдельные геофизические методы, применявшиеся в общем цикле комплексной разведки, и кратко остановимся на их значении для выявления структуры и тектонического районирования применительно к рассматриваемой геологической обстановке.

Г р а в и р а з в е д к а. Гравиметрическими методами разведки были охвачены наиболее обширные по площади участки на территории Туркмении. Площадными гравиметровыми работами заснята территория Прикаспийской низменности, Прикопетдагской равнины, Туаркырского и Кумсебшен-Каращорского района, Краснодарского полуострова, Западных Каракумов и др. Рекогносцировочными гравиметровыми исследованиями и маятниковыми наблюдениями освещены территории северных и восточных областей Туркмении, Центральных Каракумов и центральная и северная части Каспийского моря.

Данные специальных региональных сейсмических работ в совокупности с результатами массовых определений плотностей горных пород, а также с результатами глубокого бурения и анализом геологических и аэромагнитных материалов дают возможность более правильно подойти к геологической интерпретации гравиметрических наблюдений и выявить следующие конкретные возможности гравитационного метода для разведки в условиях Туркмении.

1. Региональные гравитационные аномалии, существенно различающиеся по своему характеру в отдельных районах, но во всех случаях создающие общий гравитационный фон на больших площадях, обусловлены преимущественно глубинными факторами (связанными с глубинами, превышающими десятки километров). Дифференциация плотностей и распределение масс на сверхбольших глубинах, создающие региональные гравитационные аномалии, как это было показано В. В. Федынским (1937) для Азербайджана и устанавливается для ряда различных районов Средней Азии, тесно увязываются с современной тектоникой изучаемых областей и отображают геотектоническое развитие данных участков земной коры за определенный отрезок геологического времени.

2. Доминирующее влияние на аномальное гравитационное поле в северной и восточной частях Прибалханского и в Прикопетдагском районах оказывает размытая поверхность мезозойского комплекса пород, являющаяся основной границей раздела плотностей ($\Delta\sigma = 0,3 \text{ г/см}^3$). Поэтому гравитационные карты на этих участках отображают поведение кровли мезозойских пород. Интенсивность гравитационных аномалий, в особенности в предгорных прогибах, объясняется влияниями более глубинных факторов: поведением палеозойского ложа и дифференциацией плотностей на сверхбольших глубинах.

Локальные кайнозойские структуры создают слабый гравитационный эффект. Исключение составляют третичные структуры, ядра которых либо сложены мезозойскими слоями, либо уплотнены при складкообразовательных процессах. Совместное применение детальной гравиразведки и сейсморазведки во многих случаях позволяет более обоснованно классифицировать отдельные локальные структуры и уточнить их глубинное строение. Кроме того, выявляется глубокая связь в простираниях тектонических линий третичных структур и дизъюнктивов с планом гравитационного поля. Во всех случаях простирания гравитационных аномалий соответствуют простираниям основных тектонических линий и разломов.

3. В южной части Прибалханского и в Кеймиро-Чикишлярском районах наиболее существенное влияние на гравитационное поле оказывают структура палеозоя и более глубинные факторы, но в то же время гравиразведка здесь позволяет выявить и крупные основные мезозойские структуры. Весьма четко детальной гравиразведкой оконтуриваются также грязевые вулканы.

4. В Каракумах, на Красноводском полуострове, в Карабогаз-Туаркырском и в Кумсебшен-Карашорском районах гравитационные карты отображают прежде всего тектонику и рельеф, а также изменение петрографического состава, степень метаморфизации палеозойского и допалеозойского комплекса пород и, как следствие этого, в ряде случаев направление палеозойской складчатости. Гравиметровая площадная съемка высокой точности позволяет также выявлять и основные платформенные мезозойские структуры низших порядков.

Магниторазведка. Аэромагнитными исследованиями аномалий полной силы магнитного поля (T_a) заснята территория Красноводского полуострова, западной части Прикопетдагской равнины, северных и центральных частей Прикаспийской низменности и бассейна Каспийского моря, Западные Каракумы, а также район низовьев Аму-Дарьи, Сарыкамышской впадины и Узбоя. Менее точными аэромагнитными исследованиями вертикальной составляющей земного магнитного поля (Z_a) заснята территория центральной части Прикопетдагской равнины и прилегающая полоса Каракумов. Наземными магнитными съемками (Z_a) засняты северные и центральные площади Прикаспийской низменности, включая п-ов Дарджа и Западные Каракумы.

На характер магнитного поля в условиях Туркмении доминирующее влияние оказывают магнитоактивные палеозойские слои и изверженные породы преимущественно основного состава. Весь осадочный мезозойско-кайнозойский комплекс отложений практически слабо магнитен.

Структура магнитного поля, таким образом, отображает простирание основных тектонических зон палеозойской складчатости и характеризует примерную глубину залегания магнитоактивных изверженных и метаморфизованных палеозойских пород.

Электроразведка. Электроразведочные работы на территории Туркмении были проведены в относительно небольшом объеме. Обычно при электроразведочных работах решались частные задачи с охватом небольших глубин. Относительно больший объем электроразведочных работ был проведен только на территории Прикаспийской низменности и в Питнякском районе с максимальным исследованием глубин до 1—2 км и на Красноводском полуострове и в низовьях Аму-Дарьи с глубиной исследования до первых десятков и сотен метров.

В прибортовых участках Прибалханской и Прикопетдагской депрессий электроразведка методом вертикальных электротондирований (ВЭЗ) позволяет проследить размытую поверхность мезозойского комплекса пород, а на территории платформы — преимущественно поверхность палеозоя или нижнего мезозоя. В пределах Прикаспийской низменности и в других районах электроразведка дает весьма интересный материал по изучению изменения минерализации вод, насыщающих горные породы.

В зоне погружения структур Западного Копет-Дага и на некоторых структурах Прибалханской депрессии, в районах распространения бакинских и древнекаспийских отложений малой мощности, электроразведка методом «петли» дает четкий материал по тектонике верхних слоев и прослеживанию разломов и может успешно применяться в комплексе со структурно-картировочным бурением или сейсморазведкой.

Сейсморазведка. Наибольший объем площадных детальных сейсморазведочных работ проведен на территории Прикаспийской низменности. Рекогносцировочные сейсморазведочные работы в большом объеме также проведены на территории Западных Каракумов, Прикопетдагской равнины и в районе низовьев Аму-Дарьи, Сарыкамышской впадины и Узоя. Отдельные сейсмические профили и сейсмозондирования выполнены в Центральных Каракумах, в Питнякском районе и на Краснодарском полуострове.

В условиях Туркмении сейсмический метод разведки, дополненный данными других методов, имеет решающее значение для расшифровки деталей глубинного геологического строения, для поисков и детальной разведки погребенных структур, выяснения их тектонической взаимосвязи, выявления и прослеживания разломов, ориентировочной оценки возраста отложений и их литологического состава. Специальный анализ материалов сейсморазведки дает возможность судить об изменении мощностей различных комплексов, выклинивании отдельных толщ, наличии угловых несогласий, что, в свою очередь, позволяет также получить представления и об истории геотектонического развития.

В Туркмении в общем комплексе разведки применялись различные модификации сейсморазведки: а) метод отраженных волн; б) корреляционный метод преломленных волн, впервые широко поставленный для решения многих практических задач; в) глубинные сейсмические зондирования (ГСЗ), проведенные Геофизическим институтом Академии наук СССР совместно с трестом Средазнефтегеофизика под руководством академика Г. А. Гамбурцева; г) новые специальные приемы сейсморазведки для разведки сводов и выявления разломов.

Метод отраженных волн (МОВ) позволяет достаточно точно фиксировать пространственную геометрию контактов физически и соответственно литологически разнородных сред, а нередко и поверхность стратиграфических несогласий. Таким образом, материалы метода отраженных волн, отображая геометрию контактов в слоистой среде и определяя глубину их залегания, воссоздают тектоническое строение.

Но данные МОВ, в условиях геологических разрезов Туркмении, в особенности при исследовании мощной монотонной терригенной толщи типа красноцветной свиты Прикаспийской низменности (или продуктивной толщи Азербайджана), не дают физической характеристики отдельных прослеживаемых горизонтов. Поэтому в большинстве случаев без заложения опорных или глубоких разведочных скважин отражающие сейсмические горизонты не могут быть стратиграфически подразделены.

Кроме того, решение многих других геологических задач также непосильно для метода отраженных волн. Так, например, на многих участках оказалось невозможным получить закономерные отражения. К таким участкам прежде всего относятся зоны развития дизъюнктивов, своды структур, интенсивно разбитые сбросами, участки платформы, сложенные с поверхности мощными барханными песками, и др. Решение этих задач оказалось вполне возможным при совместной постановке работ МОВ и КМПВ.

Корреляционный метод преломленных волн (КМПВ), в отличие от метода отраженных волн, дает представление не только о геометрии пласта, но и о его физических свойствах. Зная граничные скорости преломленных волн и их динамические признаки, можно получить некоторое представление о литологическом составе пласта (пачки) и отсюда, во многих случаях, о стратиграфической приуроченности, а иногда и о порядке его мощности. Данные КМПВ дают также некоторое представление о физических свойствах одного конкретного пласта или пачки, в то время как метод отраженных волн (на данном этапе) характеризует усредненные свойства отложений, покрывающих отражающий горизонт. И наконец, выявление и изучение в 1949—1952 гг. в Туркмении некоторых особенностей распространения упругих волн в горных породах, связанных с затуханием энергии при прохождении через нарушенные участки земной коры, дают возможность в целом ряде случаев выявлять и проследивать дизъюнктивы, проводить разведку сводов структур и решать ряд других вопросов.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

По гравитационным и магнитометрическим данным положительные интенсивные аномалии выделяются в северной части рассматриваемой территории. В южной части развиты преимущественно отрицательные аномалии. Физически и генетически северная и южная части территории — это разнородные участки земной коры до сверхбольших глубин. На разнородность упомянутых регионов указывают и результаты сейсморазведки.

Сопоставляя наблюдаемые характерные элементы гравитационного и магнитного полей, в совокупности с данными сейсмических исследований, можно предложить для территории Западной Туркмении следующую схему геотектонического районирования (рис. 90).

Всю северную, наиболее значительную по площади часть рассматриваемой области следует отнести к эпигерцинской платформе, а южную — к альпийской геосинклинали.

По данным специально проведенных сейсмических исследований, область перехода эпигерцинской платформы к геосинклинали наиболее целесообразно отнести к особой краевой, или переходной, зоне; ширина этой зоны к западу от Кызыл-Арвата составляет 30—40 км и несколько более, в районе Ашхабада — до 120 км. Одним участкам этой зоны в отдельные геологические периоды альпийского цикла тектогенеза были свойственны характерные черты платформы, другим — геосинклинали.

К платформенной области (Каракумской платформе) в пределах изученной территории относятся область Западных и Центральных Каракумов, Карабогаз-Туаркырский, Кумсебшен-Карашорский районы и

Большая часть Краснодарского полуострова; к альпийской геосинклинали — Копет-Даг и Прикаспийская депрессия; к переходной — Прикопетдагская предгорная впадина, горные сооружения Куба-Дага — Большого Балхана, южная часть песков Чильмамедкумов и юго-восточная часть Краснодарского плато. При этом внутренней зоне Прикопетдагского прогиба более свойственны характерные черты геосинклинали, внешней — характерные черты платформы.

Особое положение занимают Куба-Даг и Большой Балхан, южная часть Краснодарского плато и пески Чильмамедкумы, приуроченные к краевой части платформы. В начале альпийского цикла тектогенеза (в мезозое) эти районы были охвачены интенсивным погружением вместе с сопредельной геосинклинальной областью и характеризовались накоплением мощного комплекса мезозойских осадков. С конца палеогена они испытывали преимущественно поднятия¹. С этого времени характер развитых здесь отложений и их мощности более сходны с сопредельными платформенными районами — Туаркырским и Кумсебшен-Карашорским, чем с геосинклинальными Малобалханским и Западно-Копетдагским.

При детальном тектоническом районировании указанных областей необходимо исходить как из анализа их современной структуры, так и из палеотектонического анализа, проведенного на основании геофизических данных, сопоставленных с известными на сопряженных площадях геологическими сведениями. Последнее возможно на данной стадии развития методики комплексной геофизической разведки и ее геологической интерпретации. Только комплексные геофизические исследования и могут дать материал для суждения о структурах разных этажей и о процессах геологического развития данной территории.

В пределах рассматриваемой территории могут быть выделены тектонические элементы разных порядков.

Под тектоническими элементами первого порядка подразумеваются отдельные регионы, охватывающие значительные территории, с принципиально отличным глубинным строением, и различающиеся по своему геотектоническому развитию. Как правило, тектонические элементы первого порядка отражают внутреннюю структуру палеозойского комплекса и соответствуют погребенным валам, массивам или прогибам, определившимся в конце палеозоя — начале мезозоя.

К тектоническим элементам второго порядка относятся отдельные зоны, принципиально отличные как по своей структуре, так и развитию, но определившиеся уже на базе тектонических элементов первого порядка в последующие этапы геологической истории. В пределах рассматриваемой территории заложение тектонических элементов второго порядка определилось преимущественно в мезозое, но в альпийской геосинклинальной области их развитие и структурный план наиболее существенно различаются в кайнозое.

К тектоническим элементам третьего порядка относятся отдельные подзоны, области поднятий или прогибов в пределах тектонических элементов второго порядка. Формирование тектонических элементов третьего порядка в альпийской геосинклинальной области относится преимущественно к неогену, а на платформе — к мелу. Структурный план их был предопределен уже сформировавшимися в более ранние периоды структурами высших порядков.

¹ Тенденция к поднятию, исходя из анализа изменения мощностей, в этих районах наметилась еще с верхнего мела.

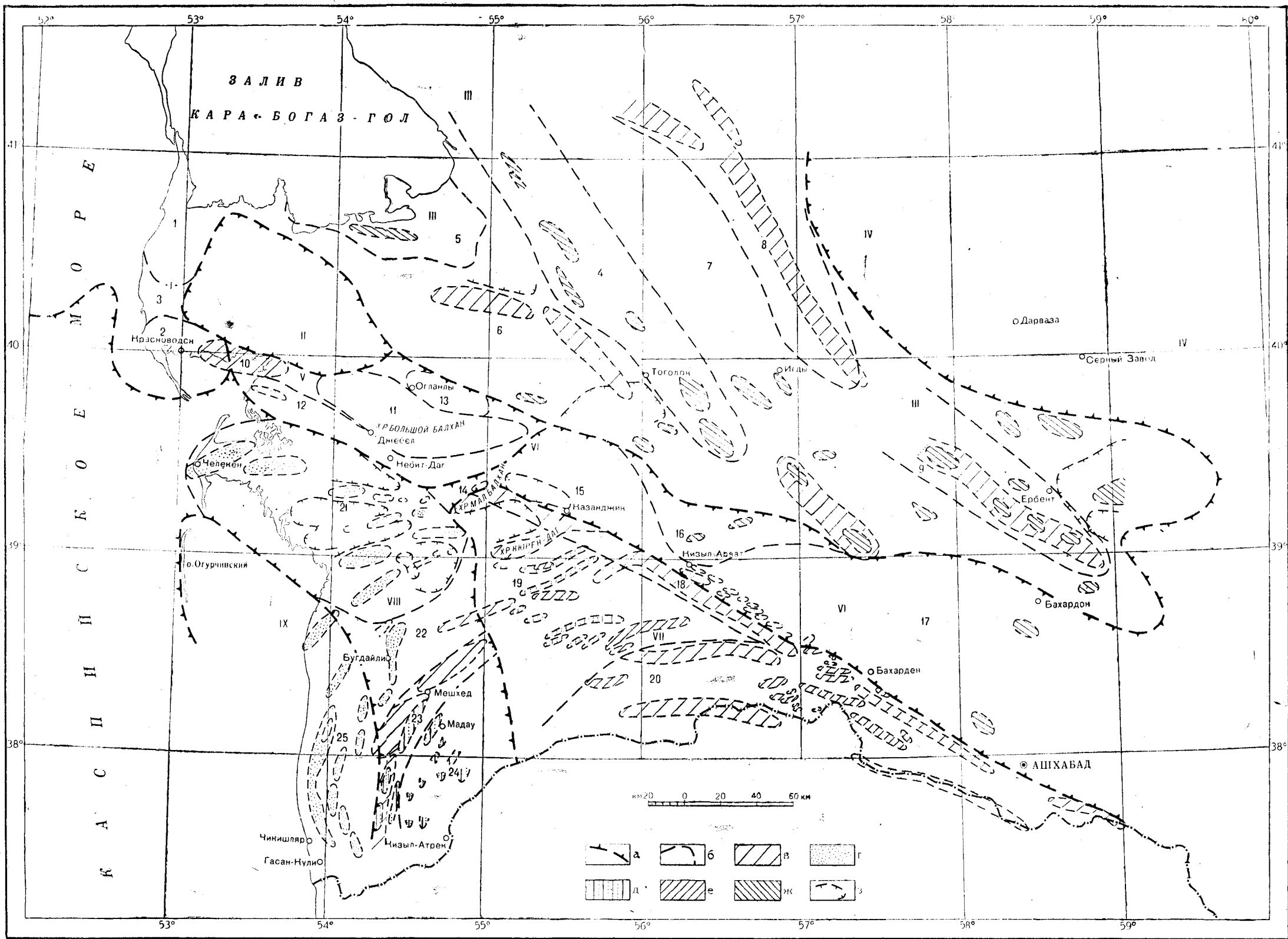


Рис. 90. Схема тектонического районирования Западной и Центральной Туркмении по данным геофизических исследований (тектонические линии Копет-Дага даны по П. И. Калугину и М. П. Сукачевой)

а — контуры тектонических элементов первого порядка; б — контуры тектонических элементов второго порядка; в — некоторые основные структуры третьего порядка; г — некоторые локальные структуры (брахиантиклинали и купола) четвертого порядка, сложенные преимущественно неогеновыми отложениями; д — то же, сложенные преимущественно палеогеновыми отложениями; е — то же, сложенные преимущественно меловыми отложениями; ж — локальные платформенные структуры (контуры даны условно); з — некоторые мульд и прогибы третьего и четвертого порядков
 I — Бекдаш-Красноводский вал; 1 — Бекдашское поднятие, 2 — Красноводский купол, 3 — Нефеская седловина; II — Красноводская муфта; III — Карабогаз-Ербентский вал; 4 — Туаркыр-Ельгельинская мегантиклиналь, 5 — Янгысуйское поднятие, 6 — Чильмамедкумский склон (переходная зона), 7 — Учтаганская синеклиза, 8 — Капланкырская мегантиклиналь, 9 — Центрально-Каракумская зона поднятий; IV — Унгузская синеклиза, V — Кубадаг-Большебалханская мегантиклиналь; 10 — Кубадагская антиклиналь, 11 — Большебалханская антиклиналь, 12 — Дарджа-Большебалханская моноклинал, 13 — Чильмамедкумский прогиб; VI — Прикопетдагский предгорный прогиб; 14 — Межбалханский межгорный прогиб, 15 — Казанджикская депрессия, 16 — Кызыларватский структурный выступ, 17 — Бами-Ашхабадская депрессия; VII — Копетдагская складчатая система; 18 — антиклиналь передовой цепи Копет-Дага ЗСЗ-ВЮВ простирания, 19 — антиклиналь ЮЗ-СВ простирания и разделяющие их синеклинали, 20 — Каракалинская складчатая зона; VIII — Прикаспийская депрессия; 21 — Прибалханская депрессия, 22 — Бугдайлинская переходная зона, 23 — Мессериянская складчатая зона, 24 — Кызылатрская депрессия, 25 — Кеймиро-Чижишлярская зона; IX — Чижишляр-Огурчинский срединный погребенный палеозойский массив, соответствующий наложенной неогеновой впадине

К тектоническим элементам четвертого и низших порядков относятся локальные структуры, купола, структурные террасы и т. д., являющиеся составными частями тектонических зон третьего порядка.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ПЕРВОГО ПОРЯДКА

Эпиэрицинская платформа

1. Бекдаш-Красноводский вал — крупное поднятие субмеридионального простириания, охватывающее крайнюю западную часть Красноводского полуострова и соответствующее интенсивному максимуму силы тяжести, четко оконтуренному с востока и юга гравиметровой съемкой, а с запада намеченному маятниковыми наблюдениями¹. Как установлено сейсмическими работами, в северной части этого вала глубина залегания метаморфизованного палеозойского фундамента составляет 500 м, а к югу от г. Красноводска комплекс мезозойских и палеозойских отложений резко погружается на глубину нескольких километров. К южной части вала (Красноводск, Уфра) приурочены наиболее крупные в Западной Туркмении разновозрастные интрузивы и эффузивы. С востока на запад, по направлению к Бекдаш-Красноводскому валу, также отмечается сокращение всего комплекса мезозойских отложений.

2. Карабогаз-Ербентский вал — крупное, сложно построенное в структурном отношении поднятие, общей протяженностью свыше 400 км и шириной до 150 км, СЗ—ЮВ простириания. Поднятие охватывает всю площадь Карабогаз-Туаркырского и Кумсебшен-Карашорского районов и значительную часть Низменных Каракумов и четко оконтуривается по характерным гравитационным и магнитным аномалиям. На гравитационных картах вал выражен серией интенсивных относительных максимумов силы тяжести СЗ—ЮВ простириания, а на магнитных — закономерным чередованием вытянутых, достаточно узких положительных и отрицательных аномалий того же простириания. По данным сейсморазведки установлено повсеместное сокращение мощностей мезозойских и кайнозойских отложений по мере приближения к своду Карабогаз-Ербентского вала, осложненного складчатостью низших порядков.

3. Красноводская мульда занимает промежуточное положение между двумя вышеуказанными региональными поднятиями и охватывает всю площадь Красноводского плато. Она выражена на гравитационных картах замкнутой областью минимума силы тяжести и выделяется также при магниторазведочных и электроразведочных работах.

4. Унгузская синеклиза обрамляет к северо-востоку Карабогаз-Ербентский вал и, повидимому, отделяет его от расположенной к северу Заунгузской зоны поднятий. Унгузская синеклиза вытянута в СЗ—ЮВ направлении. Выделена она предположительно, по данным гравиметрических измерений, и условно оконтуривается изоаномалой силы тяжести — 10 мгл, выделяющей зону расплывчатых минимумов силы тяжести. К Унгузской синеклизе приурочены современные морфологические впадины: Унгузские и Верхнеузбойского коридора. Центральная ее часть осложнена рядом структур низших порядков (в том числе Зеаглинская антиклиналь).

¹ Не исключена возможность, что субмеридиональная часть этого поднятия является исключением основного палеозойского массива, занимающего значительную площадь среднего Каспия и имеющего СЗ—ЮВ простириание.

Кравая (переходная) зона эпигерцинской платформы и альпийской геосинклинали

5. Кубадаг-Большебалханская мегантиклиналь — крупное поднятие с близким к широтному простиранием. С поверхности мегантиклиналь сложена преимущественно комплексом мезозойских отложений до нижней юры включительно. Она ограничивает с севера Прикаспийскую, с запада Казанджикскую депрессии и с юго-востока Красноводскую мульду.

Эта структура, формирование которой началось, несомненно, раньше, чем прилегающих к ней структурных элементов, в последующие геологические периоды сыграла большую роль при формировании структурного плана сопредельных территорий. Она выражена на гравитационных картах четким максимумом силы тяжести и характеризуется также повышенными значениями магнитного поля.

6. Прикопетдагский предгорный прогиб занимает промежуточное положение между складчатой системой Копет-Дага на юге и сооружениями Большого Балхана и Карабогаз-Ербентского вала на севере. На гравитационных картах он отмечается замкнутыми обширными минимумами силы тяжести, разделенными между собой областями относительных максимумов — пережими. Как показали сейсмические исследования, областям минимумов соответствуют интенсивные погружения сейсмических горизонтов и, следовательно, резкое увеличение мощностей кайнозойских и мезозойских отложений.

Альпийская геосинклиналиная область

7. Прикаспийская (Западно-Туркменская) депрессия примыкает с юга к Кубадаг-Большебалханской мегантиклинали, занимая всю площадь Прикаспийской низменности. Эта депрессия представляет собой область региональных опусканий с конца палеогенового — начала неогенового времени. В юго-западной части этой депрессии общими опусканиями была охвачена и область Чикишляр-Огурчинского срединного палеозойского массива, о котором сказано ниже. Депрессия характеризуется отрицательными значениями аномалий силы тяжести и повсеместно слабоаномальным магнитным полем. Весьма отчетливо она оконтуривается также сейсморазведкой.

8. Чикишляр-Огурчинский срединный погребенный палеозойский массив является прямым продолжением к югу Бекдаш-Красноводского вала, от которого он отделен Челекенской седловиной. Гравитационными съемками отмечено только восточное крыло массива, западная часть не исследована. Общий подъем к западу глубоких горизонтов (5—6 км) отмечен сейсморазведкой только в районе Кеймира. По данным этих исследований можно предположить, что Чикишляр-Огурчинский срединный массив претерпел интенсивные опускания по разломам в неогеновое время и, таким образом, ему соответствует наложенная неогеновая впадина, являющаяся, как уже указывалось, частью Прикаспийской депрессии.

9. Копетдагская складчатая система ограничивает с востока Прикаспийскую депрессию. Она характеризуется сложным сочетанием складок СЗ—ЮВ и ЮЗ—СВ простираний. Основные антиклинали сложены в ядрах меловыми отложениями. При этом отмечается существенное отличие и в характере антиклинальных структур Западного

и Центрального Копет-Дага. Синклинали выполнены мощной толщей преимущественно палеогеновых и более молодых образований, собранных в складки низших порядков.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ВТОРОГО И НИЗШИХ ПОРЯДКОВ

Характер структурных элементов второго и низшего порядков рассмотрен на фоне вышеприведенных структур первого порядка (см. рис. 90).

Эпигерцинская платформа

1. Бекдаш-Красноводский вал. В связи с тем, что область Бекдаш-Красноводского вала охвачена только рекогносцировочными гравиметрическими и магнитными исследованиями 1953 г., а также в небольшом объеме сейсмическими и электроразведочными работами 1933 г. и детали ее глубинного строения еще в достаточной степени не изучены, можно ограничиться в данное время лишь выделением тектонических элементов второго порядка.

По материалам гравиметрических наблюдений в северной части вала отчетливо выделяется вытянутый в меридиональном направлении замкнутый Бекдашский максимум силы тяжести, относимый к одноименному поднятию и связанный с поднятием на этом участке палеозойских пород. На юге оконтурен замкнутый Красноводский максимум силы тяжести, названный куполом. Бекдашское поднятие и Красноводский купол разделены Нефесской седловиной. По данным сейсморазведки, глубина залегания палеозойского фундамента в пределах указанных поднятий составляет 150—500 м, а в районе седловины — до 1500 м.

Не выделяя тектонических элементов низших порядков, остановимся на некоторых намечающихся закономерностях в строении рассматриваемого участка. Прежде всего необходимо отметить характерное интенсивное нарастание силы тяжести с запада на восток в пределах западного крыла этого вала. Зона сгущения изоаномал силы тяжести приурочена к узкой полосе, вытянутой в меридиональном направлении от пункта Бекдаш до о. Огурчинского, параллельно береговой линии Каспия. К этой зоне приурочены и отдельные узколокальные магнитные максимумы. На основании данных гравиметрических и аэромагнитных наблюдений представляется возможным допустить наличие здесь крупной зоны региональных разломов, также имеющей меридиональное простирание. С этой зоной региональных разломов, возможно, связаны красноводские интрузивы и эффузивы и эпицентры известных красноводских землетрясений (приуроченных к области пересечения указанного меридионального и широтных глубинных разломов, протягивающихся к югу от Куба-Дага). Интересно отметить, что это направление совпадает с направлением Карабогазских, Красноводской и Челекенской кос и о. Огурчинского.

Повидимому, не случайным является также аномальное СЗ—ЮВ направление известных крупных региональных нарушений в западной части Челекенского полуострова: эти нарушения, возможно, являлись ответвлениями от системы гипотетических региональных разломов, протягивающихся от Бекдаша на о. Огурчинский.

2. Карабогаз-Ербентский вал. К тектоническим элементам второго порядка в пределах Карабогаз-Ербентского вала относятся: 1) Туаркыр-Ельгелинская мегантиклиналь; 2) Янгысуйское поднятие; 3) Чильмамедкумский склон (переходная зона); 4) Учтаганская синне-

клиза; 5) Капланкырская мегантиклиналь; 6) Центрально-Каракумская зона поднятий.

Туаркыр-Ельгелинская мегантиклиналь выделяется на гравиметрических картах в виде полосы интенсивных максимумов силы тяжести. Так же четко она фиксируется и при аэромагнитных наблюдениях. Описываемая мегантиклиналь охватывает область Туаркырской и прилегающей к ней складок и, по данным комплексных геофизических исследований, занимает большую часть площади Западных Каракумов, протягиваясь в СЗ—ЮВ направлении до меридиана ст. Кодж. Общая ее протяженность превышает 200 км.

К тектоническим элементам третьего порядка в пределах Туаркыр-Ельгелинской мегантиклинали относится собственно Туаркырская антиклиналь. В пределах ее при геологическом картировании выделен ряд поднятий низших порядков, описанных выше, в статье Н. П. Луппова. Бейнеуская брахиантиклиналь, расположенная на крыле Туаркырской антиклинали и, судя по данным гравиметрических съемок, вероятно, приуроченная к склону доюрского ядра этой антиклинали, также относится к тектоническим элементам третьего порядка.

К самостоятельной тектонической зоне третьего порядка относится погребенная под песчаным покровом Каракумов восточная часть Туаркыр-Ельгелинской мегантиклинали — Ельгелинское поднятие. Общая протяженность его превышает 80 км. Глубина залегания горизонтов верхнего мела, по данным сейсморазведки, на своде этого поднятия не превышает 400 м. Амплитуда поднятия по кровле мела относительно соседней Учтаганской синеклизы оценивается в 1000 м. По данным сейсморазведки, мощность различных горизонтов и пачек третичных и мезозойских отложений сокращается по направлению от крыльев к своду.

Янгысуйское поднятие расположено к юго-востоку от залива Кара-Богаз-Гол и приурочено к области развития верхнемеловых отложений. Оно выражено интенсивным максимумом силы тяжести, повидимому, отражающим поднятие доюрских образований. Янгысуйское поднятие выявлено рекогносцировочными гравиметрическими исследованиями 1953 г.; более подробные данные о его глубинном строении отсутствуют.

Чильмамедкумский склон (переходная зона) занимает промежуточное положение между Туаркыр-Ельгелинской и Кубадаг-Большебалханской мегантиклиналями. Он характеризуется общим ростом силы тяжести в северном направлении и соответственно сокращением общей мощности мезо-кайнозойских отложений. Складчатость в пределах этой зоны, по данным гравиметрических исследований, уже принимает направление близкое к широтному, т. е. становится параллельной простирацию Кубадаг-Большебалханской мегантиклинали.

К тектоническим элементам третьего порядка в пределах этой зоны по гравиметрическим данным отнесены: Аккырская мульда, разделяющая Туаркырское и Янгысуйское поднятия, Кемальский и Кельдженский валы, выраженные полосой относительных максимумов силы тяжести.

Особое положение занимает Бургун-Ясханская мульда, расположенная между Ельгелинским поднятием и восточной периклиналию Большебалханской антиклинали. На гравитационных картах она выражена характерной вогнутостью изоаномал силы тяжести; фиксируется она также и сейсморазведкой (см. рис. 90). Интересно отметить, что к этой мульде приурочен огромный массив пресных вод.

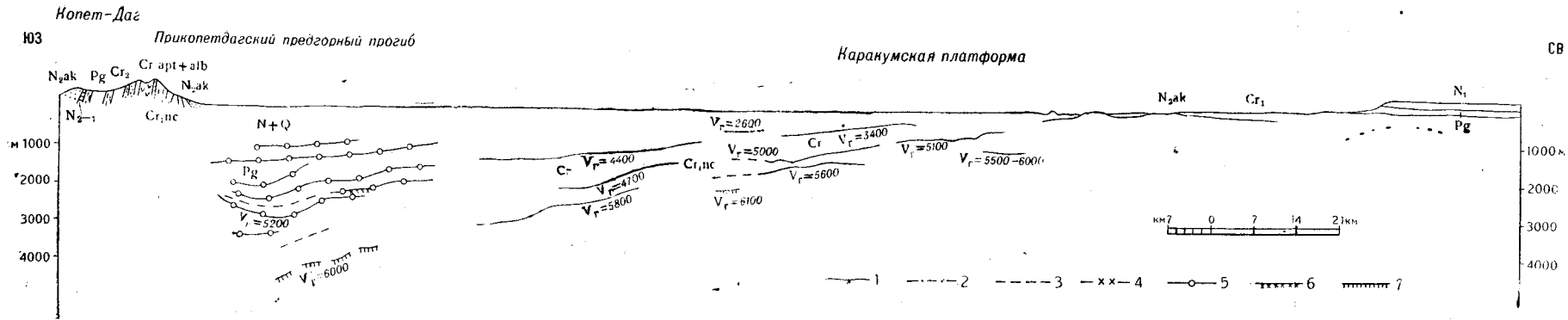


Рис. 91. Сводный геолого-сейсмический разрез по линии Казанджик-Ясхан—Декча—Бейнеу—Амангельды

1—преломляющие сейсмические горизонты (с указанием граничной скорости под горизонтом V_r в м/сек) по встречным годографам и поперечным профилям; 2—то же по одиночным годографам; 3—то же на участке экстраполирования годографов и проведенные условно; 4—то же по данным глубинного сейсмического зондирования; 5—условные отражающие сейсмические горизонты; 6—отметки глубины до преломляющих горизонтов по пересекающимся профилям; 7—то же по приближенным определениям

Учтаганская синеклиза разделяет Туаркыр-Ельгелинскую и Капланкырскую мегантиклинали. Она выражена областью минимумов силы тяжести и преимущественно малоинтенсивными отрицательными аномалиями магнитного поля.

К тектоническим элементам третьего порядка в пределах этой зоны относятся собственно Учтаганская и Игдинская мульды, разделенные пережимом. Игдинская мульда околтурена сейсморазведкой. Глубина залегания кровли мела в центральной ее части оценивается, по данным КМПВ, в 1000 м. По материалам сейсморазведки также отмечается повсеместное увеличение мощностей различных горизонтов меловых и кайнозойских отложений по направлению к осевым частям мульды (см. рис. 90). В пределах этой мульды выявлены структуры низших порядков.

Капланкырская мегантиклиналь отмечается в виде полосы вытянутых в СЗ-ЮВ направлении максимумов силы тяжести общей протяженностью более 200 км. К этой зоне приурочены антиклинальные поднятия третьего порядка, сложенные в ядрах меловыми отложениями: Кумсебшен-Гокленкуюсинское и Куртышское. По данным гравиметрических съемок можно предположить несоответствие структурного плана более глубоких горизонтов структурам, картируемым на поверхности.

Центрально-Каракумская зона поднятий соответствует территории Центральных Каракумов и приурочена к погребенной части Карабогаз-Ербентского вала. Особое структурное положение позволило отнести ее к самостоятельной тектонической зоне. По данным сейсморазведки и гравиметрической съемки отчетливо отбивается южное крыло поднятия и менее ясно — северное. Глубина залегания метаморфизованного палеозойского фундамента в районе Серного Завода и к северу от Ербента определена в 1700—2000 м, в районе Ербента — порядка 2500 м; далее к югу отмечается резкое его погружение.

Рекогносцировочными гравиметрическими работами здесь выделены тектонические элементы третьего порядка: Карабакшинский, Ербентский, Северный и другие валы. В пределах Карабакшинского вала на основании данных поисковой гравиметрической съемки предполагается наличие локальных структур низших порядков.

3—4. Красноводская мульда и Унгузская синеклиза. В связи с тем что территория Красноводской мульды и Унгузской синеклизы освещена только рекогносцировочными гравиметрическими исследованиями, на более подробной, чем в предыдущем параграфе, их тектонической характеристике мы не останавливаемся.

Краевая (переходная) зона эпигерцинской платформы и альпийской геосинклинали

5. Кубадаг-Большебалханская мегантиклиналь. К тектоническим элементам второго порядка относятся:

- 1) Кубадагская антиклиналь¹, восточная часть которой околтурена по данным гравиметрических и сейсмических работ;
- 2) Большебалханская антиклиналь¹;
- 3) Белекская седловина, разделяющая вышеуказанные антиклинали¹;
- 4) Дарджа-Большебалханская моноклиналь охватывает обширную полосу протяженностью порядка 160 км от г. Красноводска на западе до

¹ Результаты геофизических исследований по указанным структурам и их тектоническая характеристика даны выше в статье Н. П. Луппова.

Межбалханского прогиба на востоке. Она характеризуется резким погружением мезозойского ложа вглубь депрессии, осложненного тектоническими нарушениями, пологими структурами и структурными террасами. На всем протяжении Дарджа-Большебалханская моноклираль характеризуется резким выклиниванием к северу слоев осадочной толщи неогена.

К структурным элементам третьего порядка могут быть отнесены: а) Дарджинская антиклиналь, осложненная более мелкими формами четвертого порядка; б) зона Балаишемских структурных террас, включающая в себя Северо- и Южно-Балаишемские террасы.

5) Чильмамедкумский прогиб, по данным площадных гравиметрических исследований, может быть подразделен на следующие тектонические элементы низших порядков: а) Огланлинский пережим, отделяющий собственно Чильмамедкумский прогиб от Красноводской мульды; б) Кошагырская мульда; в) Аджикуинский пережим; г) Дуунчинская мульда, сливающаяся далее к востоку с Бургун-Ясханской.

6. Прикопетдагский предгорный прогиб. По совокупности гравитационно-магнитных и сейсмических исследований в пределах Прикопетдагского предгорного прогиба выделяются следующие тектонические элементы второго порядка: 1) Межбалханский межгорный прогиб; 2) Казанджикская депрессия; 3) Кизыларватский структурный выступ; 4) Бами-Ашхабадская депрессия.

Межбалханский межгорный прогиб, разделяющий Большой и Малый Балханы, четко выражен на гравиметрических картах в виде вытянутого полузамкнутого минимума силы тяжести. На западе он сливается с гравитационным минимумом Прибалханской депрессии, на востоке посредством небольшого пережима сопряжен с гравиметрическим минимумом Казанджикской депрессии.

По данным сейсморазведки, этот прогиб имеет резко асимметричное строение с пологим протяженным северным крылом и крутым, осложненным надвигом южным. Северное крыло впадины прослеживается на сейсмических профилях по размытой поверхности меловых отложений на расстоянии 45 км от их выхода на поверхность. Глубина залегания размытой поверхности мела в осевой части впадины оценивается в 2500 м.

Большую часть площади Межбалханского межгорного прогиба следует выделить в виде особой структурной единицы, названной Айдинским структурным выступом, являющимся осложнением крыла Большого Балхана. Этот выступ отделяет Прибалханскую депрессию и собственно Межбалханскую впадину от Казанджикской депрессии. Южная часть Межбалханского прогиба осложнена Перевало-Айдинской антиклиналью, относимой к структурам четвертого порядка.

Казанджикская депрессия четко фиксируется на картах в виде замкнутого минимума силы тяжести, вытянутого в юго-восточном направлении, вдоль северо-западных отрогов Копет-Дага. На западе она ограничивается Айдинским структурным выступом, на востоке — Кизыларватским выступом, на юге — складчатой системой Копет-Дага и на севере постепенно сливается с Каракумской платформой.

По комплексным данным сейсморазведки и гравиразведки, Казанджикская депрессия, так же как и Межбалханский прогиб, имеет резко асимметричное строение: северное крыло ее пологое, южное весьма крутое, осложненное системой региональных нарушений надвигового характера (рис. 91, 92). Крутые падения южного крыла, местами переходящие

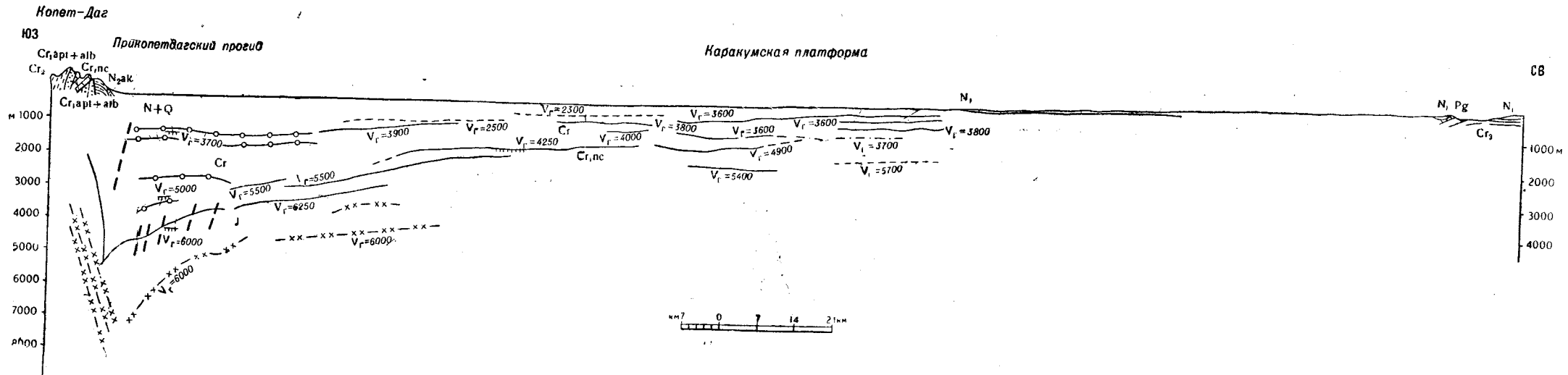


Рис. 92 Сводный геолого-сейсмический разрез по линии Искандер—Амангельды—Карашор

Условные обозначения те же, что и на рис. 94
 Жирным пунктиром показаны предполагаемые дизъюнктивные нарушения

<http://jarassic.ru>

в сбросы и надвиги, отмечаются по данным сейсморазведки и гравиметрии в районе Кызылбаирского моста, соединяющего Малый Балхан с Кюрен-Дагом, и прослеживаются далее к востоку.

Выделение большого количества сейсмических горизонтов и отождествление их со стратиграфо-литологическими комплексами на сопредельных площадях позволяют в первом приближении наметить зоны развития и мощности определенных стратиграфических комплексов отложений, а также области выклинивания отдельных горизонтов и смены фациального состава.

По преломляющему горизонту, проведенному внутри мелового песчано-карбонатного комплекса, отмечается четкое замыкание центральной части Казанджикской депрессии с востока, по мере приближения к Кызыларватскому выступу. Общий подъем этого горизонта от центра депрессии до Кызыларватского выступа оценивается величиной более полутора километров.

По данным сейсморазведки, в пределах Казанджикской депрессии отчетливо выделяются внутренняя и внешняя зоны, относимые к структурным элементам третьего порядка. Внутренняя зона охватывает центральную часть депрессии и ее южное крыло. Она характеризуется, по данным сейсморазведки, крутыми углами падения и общим увеличением мощностей меловых и кайнозойских отложений. Большая мощность неогеновых и четвертичных отложений в центральной части прогиба (около 2000 м), залегающих с резким угловым несогласием на палеогене, указывает на наиболее интенсивное погружение Казанджикской депрессии в неогеновое и четвертичное время. Внешняя зона приурочена к северному крылу депрессии и, по материалам сейсморазведки, характеризуется пологими углами падения, выклиниванием отдельных горизонтов и общим сокращением к северу мощностей различных стратиграфических комплексов.

Детальными геофизическими работами в пределах депрессии намечен ряд пологих локальных структур четвертого порядка.

Бами-Ашхабадская депрессия, по геофизическим данным, весьма четко оконтуривается с запада в районе г. Кызыл-Арвата, с юга ограничивается горами Центрального Копет-Дага и на севере граничит с Карабогаз-Ербентским валом (см. рис. 96). По своим размерам эта депрессия значительно превосходит Казанджикскую. Центральная часть ее, по данным сейсморазведки и гравиметрических наблюдений, располагается в районе г. Ашхабада и характеризуется весьма глубоким погружением мезозойского ложа.

Строение этой депрессии в общих чертах аналогично строению описанной выше Казанджикской депрессии и также подразделяется на внутреннюю и внешнюю зоны. В пределах внутренней зоны выделяются локальные элементы четвертого порядка.

Наиболее интересным из структурных элементов переходной зоны по своему строению является Кызыларватский структурный выступ, расположенный между двумя депрессиями — Казанджикской с запада и Бами-Ашхабадской с востока. Этот выступ очень четко оконтуривается региональным изгибом изоаномал силы тяжести в районе г. Кызыл-Арвата и выделяется характерным расположением магнитных аномалий. Не менее четко его положение фиксируется и по данным сейсморазведки — уменьшению углов наклона на меридиональных профилях по сравнению с таковыми в Казанджикской и Бами-Ашхабадской депрессиях, а также подъему сейсмических горизонтов к его центральной части.

На основании стратификации сейсмических горизонтов, проведенной вышеописанными способами, глубина до кровли мела не превышает 1200 м (в 20 км к северу от г. Кизыл-Арвата). Высота Кизыларватского выступа относительно центра Казанджикской депрессии по сейсмическому горизонту внутри песчано-карбонатного мела превышает 1,5 км. Кизыларватский выступ, в свою очередь, осложнен в центральной части серией структурных террас, четко фиксируемых, по данным сейсморазведки, выполаживанием отражающих и преломляющих горизонтов на фоне регионального подъема слоев к северу.

В период формирования граничащих с ним депрессий и Копетдагской складчатой системы Кизыларватский выступ, очевидно, представлял собой относительно стабильный участок.

Альпийская геосинклинальная область

7. Копетдагская складчатая система. К тектоническим элементам второго порядка в пределах Западного Копет-Дага относятся:

1. Антиклинали Передовой цепи ЗСЗ—ВЮВ простирания. Это направление, повидимому, было предопределено жестким краем существовавшего Карабогаз-Ербентского вала.

2. Антиклинали и разделяющие их синклинали ЮЗ—СВ простирания западной виргации Копет-Дага. Это простирание, возможно, было обусловлено как направлением основных складкообразовательных усилий, так и юго-восточным краем жесткого Большебалханского массива.

3. Группа складок, образующих Каракалинскую складчатую зону.

Отдельные меловые антиклинали и синклинали относятся к структурам третьего порядка, а третичные складки в пределах синклиналей — к структурам четвертого порядка.

Не останавливаясь на детальном тектоническом районировании Копет-Дага, изложенном в статье П. И. Калугина, приведем лишь краткие данные по строению закрытых районов; Кизылбаирского моста и Данатинской впадины, где в результате геофизических исследований получены совершенно новые данные по глубинному строению.

Проведенные комплексные геофизические исследования позволяют достаточно уверенно установить, что структура Малого Балхана является крайним тектоническим элементом Западного Копет-Дага, связанным посредством Кизылбаирского моста с Кюрендагской антиклиналью.

Структура описываемого участка наглядно проявляется на гравиметрических картах. Изоаномалы силы тяжести точно оконтуривают как Кизылбаирскую меловую структуру, так и Данатинскую впадину. Весьма четкую картину дают также сейсмические данные, по которым Данатинская впадина имеет корытообразную форму, несколько асимметричную (рис. 93). Впадина замкнута с трех сторон и открыта в сторону Прибалханской депрессии. Наибольшая глубина погружения мелового комплекса в пределах впадины оценивается в 2200 м.

Кизылбаирский мост, по данным сейсморазведки, имеет сундучную форму и представляет собой перемычку между Малобалханской и Кюрендагской структурами. Наименьшая глубина залегания мела на своде Кизылбаирской структуры оценивается в 400 м.

8. Прикаспийская депрессия. В пределах Прикаспийской депрессии выделяются следующие тектонические элементы второго по-

рядка, характеризующиеся отличным друг от друга геологическим строением и различной историей своего геотектонического развития: 1) Прибалханская депрессия; 2) Кеймиро-Чикишлярская зона—неогеновая впадина, приуроченная к восточному склону Чикишляр-Огурчинского срединного массива; 3) Бугдайлинская переходная зона; 4) Мессерианская складчатая зона; 5) Кизылатрекская депрессия.

Более подробно тектоническое строение Прикаспийской депрессии рассмотрено выше (стр. 420—440).

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИСТОРИИ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ

Результаты грави-магнитных и региональных сейсмических исследований позволяют выяснить структурный план обширной территории Западной и Центральной Туркмении и установить общие черты, а для многих районов и детали глубинного геологического строения.

По данным более детальных комплексных сейсмических исследований методами МОВ и КМПВ возможно стратиграфически оценить отдельные сейсмические горизонты и, таким образом, выявить тектонику различных стратиграфических комплексов и определить пространственное изменение их мощностей. Сейсмические исследования позволяют также установить на многих участках угловые несогласия и проследить в депрессионных частях размытые поверхности палеогеновых или меловых, а на п-ове Дарджа—юрских отложений. По совокупности сейсмических и гравиметрических данных можно также установить принципиальное различие структурных форм, развитых в Прибалханском, Бугдайлинском, Кеймиро-Чикишлярском, Прикопетдагском и других районах.

Построенные структурные схемы и сейсмические разрезы (см. рис. 91—93), в которых выделенные по сейсмическим данным горизонты отождествлены с различными стратиграфическими комплексами, в совокупности с результатами гравимагнитных исследований и имеющимися геологическими материалами по определенным районам,

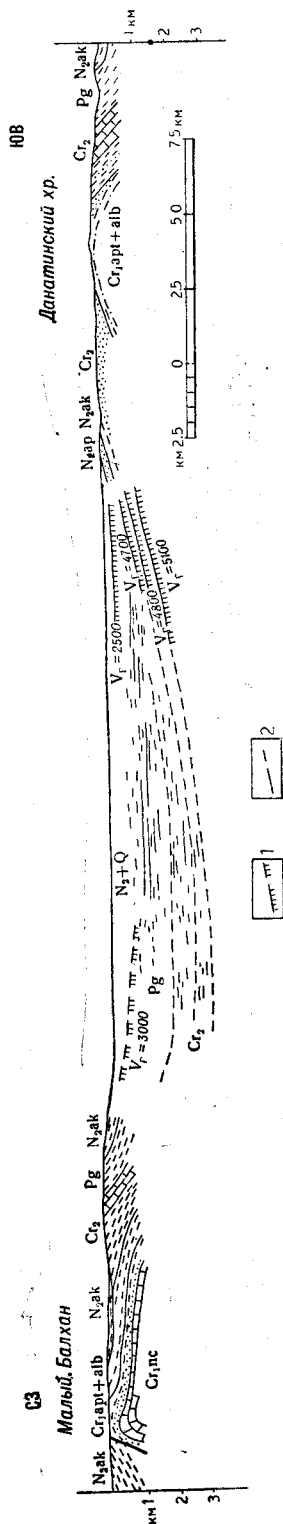


Рис. 93. Сводный геолого-сейсмический разрез через Данатинскую синклиналь

1 — преобладающие горизонты (с указанием граничной скорости под горизонтом V_1 в м/сек); 2 — отражающие сейсмические горизонты

позволяют дать первую схему истории геотектонического развития закрытых современными отложениями районов Западной Туркмении.

По материалам комплексных геофизических исследований можно заключить, что первоначальный остов, преопределенный в дальнейшем структурный план более позднего времени, был сформирован палеозойской складчатостью.

В палеозойское время была сформирована сложно построенная крупная структура, протягивающаяся с запад-северо-запада на восток-юго-восток от залива Кара-Богаз-Гол до Ербента и охватывающая значительную часть территории Низменных Каракумов (см. рис. 90). Общая протяженность ее, по гравиметрическим данным, превышает 500 км. Структурные осложнения этого вала, подвергавшиеся денудации и перестроенные последующими процессами тектогенеза, проявляются как на гравиметрических, так и на магнитометрических картах. Отдельные фестоны этого вала в периферических его частях выступают в районе Кизыл-Арвата и к северу от Бахардена.

Можно предполагать наличие и другого палеозойского выступа, приуроченного к современной структуре Большого Балхана. В западной части рассматриваемой территории по геофизическим данным выделяется полоса региональных палеозойских поднятий с простиранием, близким к меридиональному (точнее ССЗ—ЮЮВ). Эта полоса поднятий охватывает западную часть Краснодарского полуострова и протягивается в южном направлении до Каймыра и далее за пределы государственной границы (см. рис. 90). В районе п-ова Челекен отмечается общее погружение шарнира этого валообразного поднятия, разделяющего его на два вала — северный (Бекдаш-Красноводский) и южный (Чикишляр-Огурчинский).

Упомянутые палеозойские поднятия, за исключением Чикишляр-Огурчинского вала, на протяжении последующей истории геотектонического развития, и в особенности с мелового периода, испытывали тенденцию преимущественно к восходящим движениям. По материалам комплексных геофизических и геологических исследований можно также заключить, что указанные зоны поднятий в тектоническом отношении являлись, несомненно, сложно построенными палеозойскими сооружениями, в пределах которых имелись как положительные, так и отрицательные крупные структурные формы.

В силу неравномерного тектонического развития отдельных участков и сопутствующей этому процессу денудации местами в наиболее прогнутых впадинах в отдельные периоды накапливались довольно мощные толщи осадков. Так, например, к западному крылу Туаркырской антиклинали приурочены континентальные верхнепермские отложения мощностью более километра. Повидимому, эта толща явилась результатом отложений в межгорной или предгорной впадине, образовавшейся за счет роста окружающих массивов, в частности, возможно, за счет роста и сноса материала из близ расположенного Янгысуйского поднятия.

В триасовое время, по данным геологических исследований на Туаркыре, продолжалось выравнивание допермского рельефа. Однако и к юрскому времени он остался достаточно расчлененным, на что указывает сопоставление геологических карт с данными гравиметрических исследований. Наибольшие мощности юрских отложений приурочиваются к областям минимумов силы тяжести, т. е., как указывалось ранее, к отрицательным формам доюрского рельефа. Это отмечается как в районе Туаркыра, так и Большого Балхана.

В Южно-Туркменском бассейне, ограниченном с севера Карабогаз-Ербентским, с запада и юго-запада Бекдаш-Красноводским и Чикишляр-Огурчинским палеозойскими валами и с юга, повидимому, существовавшим в то время палеозойским массивом Иранского Ала-Дага, в последующие периоды накапливалась мощная толща осадков, материал для формирования которой в основном поступал с указанных региональных поднятий.

В мезозое, о чем можно судить по характеру меловых отложений, наибольшая мощность осадков приурочивается к центральной части Южно-Туркменского бассейна — Копет-Дагу, испытавшей в этот период наибольшие погружения. Наименьшая мощность мезозойских осадков отмечается в западной и северной частях Туркмении, где погружение за данный отрезок времени было наименее интенсивным.

Мезозойская складчатость также имела свое проявление на рассматриваемой территории. В юрское время, по данным геологических съемок, на Большом Балхане и Туаркыре были сформированы преимущественно пологие структуры, в некоторых случаях приуроченные к отрицательным формам палеозойского рельефа.

По данным сейсморазведки в Данатинском (см. рис. 93), Межбалханском и Прикопетдагском (см. рис. 91, 92) прогибах совершенно отчетливо фиксируется закономерное сокращение мощностей мелового комплекса (точнее посленеокомских отложений) и отдельных пачек внутри его по направлению от центральных частей к периферии. Последнее указывает на наличие складчатых движений в меловое время.

Совокупность всех вышеприведенных данных позволяет утверждать, что основной скелет крупных структур Копет-Дага, Мессерианской зоны и Большого Балхана начал формироваться еще в мезозойское время, причем структурный план этих поднятий был предопределен на северо-востоке южным краем Карабогаз-Ербентского массива, на западе — восточным склоном Чикишляр-Огурчинского вала, а на северо-западе — Большешебалханским массивом.

Можно полагать, что Большой Балхан, палеозойское ядро которого было, повидимому, сформировано одновременно с Карабогаз-Ербентским валом, приурочен к области перехода от стабильной области к мобильной и играл роль подвижной глыбы, опущенной в юрское время и поднявшейся к концу нижнемеловой эпохи. Таким образом, можно предполагать, что ко времени начала формирования меловых структур Копет-Дага Большой Балхан мог служить своеобразным жестким упором, обусловившим образование характерных юго-западных виргаций Копет-Дага.

Исходя из данных сейсморазведки, к мезозойскому времени можно отнести формирование Казанджикской и Бами-Ашхабадской депрессий и тектонических элементов второго и третьего порядков в пределах Копет-Дага и Каракумской платформы (см. рис. 90). Эти участки (особенно внешние зоны депрессий) в период их формирования долгое время являлись областями борьбы суши и моря, вследствие чего здесь создавались условия, благоприятные для формирования скоплений нефти и газа.

Наибольшая мощность палеогеновых отложений (до 2000 м и более) накапливалась в центральной, наиболее прогибавшейся части трансформированного мезозойской складчатостью Южно-Туркменского бассейна, несколько мигрировавшего к западу и к северу относительно центральной части мезозойского прогиба. По данным комплексных геофизических исследований, центральная часть палеогеновых бассейнов ограничивалась с запада линией Малый Балхан—Мессериан—Делили и

с востока — меридианом Кизыл-Арвата. Увеличение мощностей палеогеновых отложений наблюдается и между намеченными мезозойскими структурами. Более устойчивое положение в этот период занимал Кизыларватский выступ.

В конце палеогенового — начале неогенового времени были сформированы основные палеогеновые структуры низших порядков в Копет-Даге, располагающиеся преимущественно в депрессионных зонах между основными мезозойскими антиклиналями. К таким структурам относятся все палеогеновые структуры Копет-Дага, расположенные в синклиналиных его зонах, и складки Мессерианской зоны. В эту же фазу складчатости продолжалось формирование основных структур Копет-Дага и Каракумской платформы, а также был сформирован Большой Балхан. К этому же времени следует относить начало формирования Прикаспийской депрессии и региональных разломов, развитых в ее пределах. В начале и в середине плиоценового времени Большой Балхан, Копет-Даг и Мессерианская зона испытывали преимущественно восходящие движения, а Прикаспийская депрессия (к западу от меридиана Мессериана) и внутренние зоны Казанджикской и Бами-Ашхабадской депрессий — преимущественное погружение.

Огромная мощность накопившихся за короткий промежуток времени осадков свидетельствует о весьма значительном темпе погружения депрессионных зон. При этом области накопления неогеновых осадков максимальной мощности мигрировали к периферическим частям Южно-Туркменского бассейна. Наибольшие мощности этих осадков приурочены к западной части бассейна, охватившего территорию Чикишляр-Огурчинского палеозойского вала, которому соответствует наложенная неогеновая впадина. Аналогичная впадина зафиксирована сейсморазведкой и в пределах Мессерианской складчатой зоны.

В начале плиоценового времени начался рост складок и в депрессионных частях. Об этом свидетельствуют увеличение мощности средней части красноцветной толщи от сводов структур к мульдам и выклинивание некоторых горизонтов. Резкое возрастание мощностей отдельных горизонтов красноцветной толщи от свода к крыльям и изменение углов падения с глубиной наблюдаются на сейсмических разрезах в Прибалханском, Бугдайлинском и Кеймиро-Чикишлярском районах.

В конце времени накопления красноцветной толщи наиболее интенсивное погружение испытывал Кеймиро-Чикишлярский район и, вероятно, район Челекена, где накапливались верхнекрасноцветные отложения наибольшей мощности. В это же время, очевидно, произошло разделение Прибалханского и Кеймирского бассейнов.

Интенсивное погружение Кеймиро-Чикишлярской депрессии в неогене компенсировалось аккумуляцией огромной толщи осадков, сносившихся с Эльбурса, Западного Копет-Дага и в основном, очевидно, с Аладаг-Мессерианского вала, имевшего в это время положительный рельеф. В апшеронское время рост структур едва заметен на юге Прикаспийской низменности и отчетлив на севере, в Прибалханской депрессии, в пределах которой наибольшая мощность апшерона приурочена к синклиналиным прогибам.

Новая трансгрессия моря отмечается в бакинское время. В Прибалханском районе бакинские слои залегают трансгрессивно с резким угловым несогласием на верхнем и среднем апшероне. В бакинское время интенсивный рост структур продолжался только на севере; на юге бакинские и покрывающие их слои лежат почти горизонтально.

В процессе тектонического развития территории Юго-Западной Туркмении поднятие периферических частей депрессии и опускание западных сопровождалось разломами, особенно широкое развитие которых наблюдается в Кеймиро-Чикишлярском районе, где к ним приурочены многочисленные грязевые вулканы. Отмечены региональные разрывы и на северном борту Прибалханской депрессии (на южном крыле Большого Балхана) и в зоне центральной полосы поднятий (Челекен, Небит-Даг, Монжуклы).

Анализируя рост складок в пределах Прикаспийской депрессии на протяжении плиоценового и постплиоценового времени, можно прийти к выводу, что формирование куполовидных структур четвертого порядка происходило одновременно с накоплением осадков, причем их структурный план был предопределен структурами высших порядков, сформированных в более ранние периоды тектогенеза.

Формирование поднятий происходило непрерывно, но неравномерно, скачками, и с различной интенсивностью в отдельные периоды на различных участках депрессии одновременно с осадконакоплением. Наиболее интенсивный рост структур на протяжении всего плиоценового — постплиоценового времени наблюдался в северной части Прикаспийской низменности — в Прибалханской депрессии, а в конце палеогеновой эпохи — в Мессерианской зоне. В последней, по данным сейсморазведки, в отличие от сопредельных областей, где развиты в основном относительно спокойные куполовидные структуры, под покровом почти горизонтально залегающей толщи плиоценовых и четвертичных отложений мощностью 500—2000 м выявлены весьма резкие, высотой до 1000—1500 м и более, погребенные структуры и установлено распространение региональных угловых несогласий между палеогеном и мелом, с одной стороны, и неогеном, с другой.

При этом следует отметить, что, в отличие от Западного Копет-Дага, где формирование структур продолжалось и в послепалеогеновое время, формирование структур в Мессерианской зоне закончилось до начала акчагыльского века. Рост структур в центральной и южной частях депрессии в акчагыльское, апшеронское и более позднее время был незначительным.

В более позднее время, как показывает сопоставление геофизических наблюдений с геоморфологическими данными, как в Прибалханской депрессии, так и в пределах Каракумов и Прикопетдагской равнины отмечаются дальнейший рост поднятий, погружение депрессионных зон и смещение сводов в различные периоды роста локальных структур.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ТУРКМЕНИИ

Количество специальных исследований, посвященных землетрясениям Туркмении, весьма невелико. Первые сведения о них встречаются в известном каталоге И. В. Мушкетова и А. П. Орлова (1893). В приложениях к каталогу имеются статьи Л. И. Цимбаленко и Ф. В. Маевского о двух Кучанских землетрясениях 1893 и 1895 гг. и И. К. Ивановского о Красноводском землетрясении 1895 г. Далее следует назвать работы, связанные с разрушительным землетрясением 1/V 1929 г.: Б. Гавемана (1929), Н. В. Назаревского (1930, 1932) и др., а также некоторые сводные работы по землетрясениям: В. П. Слесивцевой (1933), В. Ф. Бончковского (1945), Г. П. Горшкова (1941, 1945, 1947). В некоторых работах, посвященных землетрясениям Средней Азии в целом, имеются сейсмические

карты Туркмении, на которых с помощью различных знаков и с различной полнотой изображены основные элементы сейсмического режима этой территории (Г. В. Попов, 1938; Ботвинкин, 1933 и др.). Одна из наиболее ранних схем принадлежит И. В. Мушкетову (1899), который дает в целом довольно правильное представление об особенностях сейсмического режима Туркмении (рис. 94).

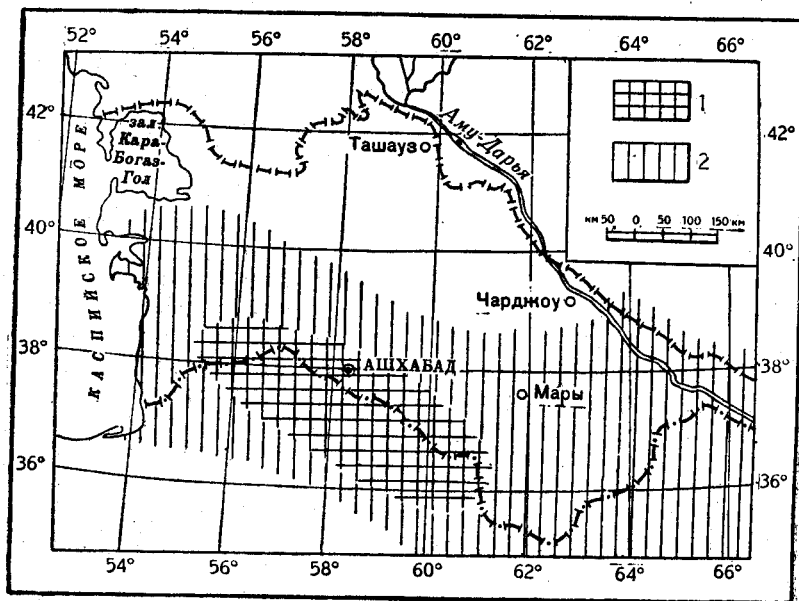


Рис. 94. Сейсмическая карта Туркмении (по И. В. Мушкетову, 1899 г.)

1—площадь, где определены эпицентры землетрясений; 2—площадь наиболее частых и сильных землетрясений

Много важных материалов содержится в различных рукописных источниках в фондах Академии наук Туркменской ССР, Геофизического института АН СССР и некоторых других учреждений. Материалы Геофизического института АН СССР послужили основой при составлении данной статьи.

Карта сейсмического районирования для территории Туркмении была составлена в первом варианте в 1937 г. (Горшков, 1937а). В дальнейшем она претерпела ряд изменений и в последнем варианте (см. рис. 100) опубликована в «Технических условиях по антисейсмическому строительству» за 1949 г. и в ряде других изданий.

Ряд любопытных сведений и описаний отдельных землетрясений можно обнаружить в старинных рукописных документах туркменского, иранского и узбекского происхождения.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Археологические и исторические материалы позволяют обнаружить несколько древнейших случаев землетрясений на территории Туркмении. Один из них в окрестностях Ашхабада относится к далеким временам расцвета культуры холма Актеле; другой может быть датирован прибли-

зительно первыми годами нашей эры и относится к территории городища Старой Несы, т. е. к тому же району. Имеются сведения о землетрясениях в 818, 943, 1175 и 1208—1209 гг.

Сравнительно регулярные сведения о землетрясениях имеются с середины второй половины прошлого столетия. Первое из них относится к 7/IV 1876 г. — два подземных толчка в Красноводске; затем несколько единичных случаев в 1879, 1890, 1891 гг. и т. д., всего 7 землетрясений за 16 лет с 1876 по 1893 г. Сильнейшее из них произошло 24/XI 1892 г.; в Красноводске оно оценивается в 6—7 баллов.

В последующие три года, с 1893 по 1895 гг., произошло несколько крупнейших землетрясений.

17/XI 1893 г. произошло землетрясение силой 9—10 баллов. Эпицентр его находился в районе Кучана (Иран), где число жертв определялось в несколько тысяч человек. Количество повторных толчков доходило до 70 в сутки; они ощущались до весны 1894 г. В пределах Туркмении колебание почвы ощущалось на пространстве от Теджена до Геок-Тепе.

17/I 1895 г. — вновь произошла катастрофа, связанная с тем же очагом близ Кучана. На этот раз в Иране погибло около 8 тысяч человек. Сила в эпицентре была выше 9 баллов. Область распространения порядка 200 000 км². Толчки ощущались во многих пунктах нынешней территории Туркмении.

9/VII 1895 г. произошло еще одно, не менее сильное землетрясение, эпицентр которого располагался на линии Джебел — Челекен, юго-восточнее Красноводска; сила в эпицентре более 9 баллов. Область ощутимых колебаний почвы достигала, повидимому, 2—3 млн. км². Отмечены деформации в почве, разрушено много зданий, искривлены железнодорожные рельсы и т. д.

С 1896 г. на протяжении 33 лет сильные землетрясения в Туркмении не отмечены, хотя за это время зарегистрировано до 80 подземных толчков, в среднем около 2,5 в год. За это время в Ашхабаде отмечено 12 землетрясений, в Красноводске — 24. Большая часть из них относится к категории слабых, некоторые достигали 5—6 баллов и лишь три приближались к 7 баллам. Наиболее интенсивными из них являются землетрясения 28/VI 1908 г. в западной части Туркмении, 9/XI 1904 г. в восточной части Копет-Дага, 14/IX 1907 г. в Мары, 7/V 1914 г. в Красноводске и ряде других пунктов Западной Туркмении.

1/V 1929 г. произошло разрушительное Ашхабадское землетрясение; центр его располагался на границе Туркменской ССР и Ирана, на водоразделе хребта Массинев, к западу от Ашхабада. Некоторые поселки (Гермаб, Хейрабад и др.) были разрушены полностью; в Ашхабаде повреждено более 2,5 тысяч зданий, отмечены человеческие жертвы. Сила в Ашхабаде 7 баллов, в эпицентре 9—10 баллов. В Иране погибло при этом землетрясении более 3 тыс. человек. Карта изосейст этого землетрясения приведена на рис. 95.

Повторные толчки после первого разрушительного удара ощущались на протяжении трех лет, и общее число их достигло по меньшей мере 400 (рис. 96). Распределение толчков по годам и месяцам показано в табл. 9.

На период с 1929 по 1946 г. падает около 40 землетрясений (не считая повторных толчков Ашхабадского землетрясения (1/V 1929 г.)). Относительно повышенной активностью в это время отличается Западная Туркмения, несколько меньшей Копет-Даг и пять случаев приходится на восточную часть Туркмении. Интересны землетрясения, обладавшие эпицентрами в Кара-Богаз-Голе: 14/II 1938 г., 7/VIII 1938 г. и др.

Таблица 9

**Распределение повторных толчков Ашхабадского землетрясения
1/V 1929 г. по годам и месяцам**

Месяц Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Всего
	1929	—	—	—	—	89	40	27	11	35	20	22	
1930	15	5	12	2	1	6	11	6	1	8	9	11	87
1931	—	—	7	4	2	1	2	3	—	—	2	5	26
1932	1	3	2	3	1	—	—	3	2	—	—	2	17
1933	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1

Итого 399

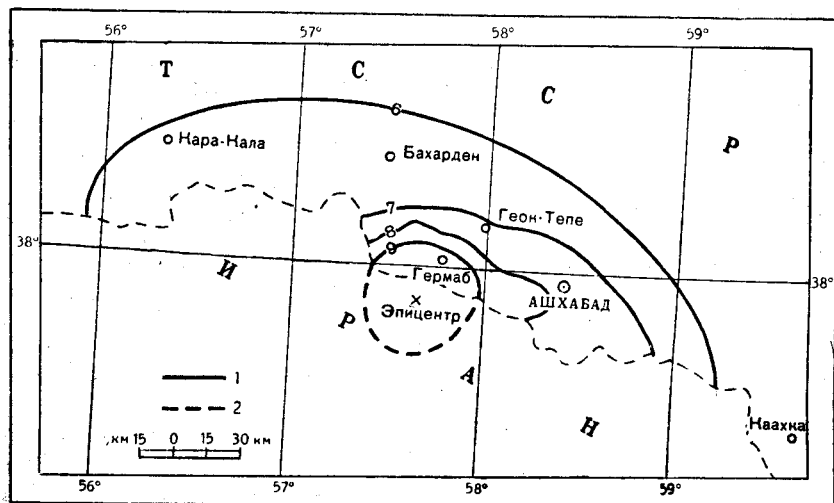


Рис. 95. Карта изосейст Ашхабадского землетрясения 1 мая 1929 г.
1—изосейсты; 2—изосейсты, проведенные предположительно

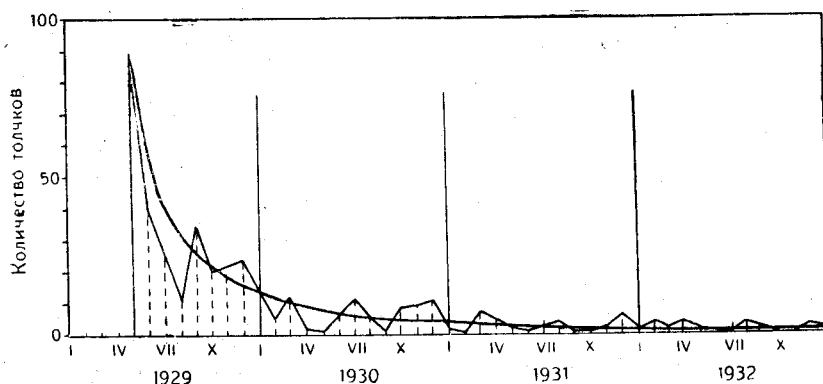


Рис. 96. Диаграмма распределения повторных толчков Ашхабадского землетрясения 1 мая 1929 г. по месяцам (1929—1932 гг.)

4/XI 1946 г. произошло очень сильное, но оставшееся почти неизученным землетрясение в окрестностях Казанджика. Сила толчков здесь оп-

ределялась в 8 баллов, в эпицентре было, вероятно, 9 баллов. Толчки ощущались во всех населенных пунктах на пространстве от г. Мары до Красноводска. К сожалению, положение эпицентра осталось неясным. Если судить по материалам Н. П. Луппова, то эпицентр нужно отнести на юг от Казанджика. По наблюдениям телесеismicических станций, эпицентр оказывается к северу от Казанджика: $40,5^{\circ}$ с. ш., 55° в. д. Глубина очага до 100 км. Это землетрясение представляет большой интерес, так как затрагивает ту часть территории Туркмении, которая до 1946 г. не испытывала таких сильных подземных ударов.

АШХАБАДСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 6 ОКТЯБРЯ 1948 Г.

6 октября 1948 г. произошло разрушительное Ашхабадское землетрясение. Большинство строений Ашхабада и некоторых окрестных пунктов было разрушено; особенно сильно пострадали одноэтажные здания из сырцового кирпича. Меньше пострадали здания новейшей постройки, конструкция которых содержала элементы антисейсмического характера; часть зданий понесла очень малые повреждения: здания Текстильного комбината, городской электростанции, Краеведческого музея, Госбанка и др. Как правило, уцелевшие здания отличались весьма высоким качеством и антисейсмичностью постройки и были рассчитаны на девятибалльную силу подземных толчков. Кроме Ашхабада, сильно пострадали селения Багир, Гяурс, Куру-ГAUDAN, Аннау, Геами, Кара-Томак, Куртли, Безмеин, Геок-Тепе, Калининский, Маныш, Шамли и ряд других.

Карта изосейст этого землетрясения приведена на рис. 97. Как видно на этой карте, плейстосейстовая девятибалльная зона имеет форму удлинненного, слегка изогнутого и вытянутого параллельно Копет-Дагу овала (до 80 км). В пределы этой области входят Багир, Гяурс и его промежуточные пункты, включая Ашхабад. Сила толчков в самом Ашхабаде оценивается в 9 баллов, а в окрестностях Куру-ГAUDANA — в 10 баллов; здесь на площади около 80 км² отмечено много трещин и других деформаций в почве.

Детальное изучение последствий землетрясения показывает, что эффект на поверхности сильно зависит от свойств грунтов, что позволяет дать схему сейсмического микрорайонирования отдельных участков (Гзелишвили и Сафарян, 1949). Изосейстальные зоны, как видно на рис. 97, сильно вытянуты. Это свидетельствует либо о линейности очага, либо о наличии нескольких очагов, расположенных вдоль одной линии и проявивших себя одновременно.

Ашхабадское землетрясение 6/X 1948 г. оказалось по своим последствиям наиболее значительным среди всех известных на нашей территории в нынешнем столетии и поэтому представляет большой интерес. До этого времени о землетрясениях подобной силы для района Ашхабада не было известно. Хорошая сохранность ряда старинных архитектурных памятников указывала на отсутствие в данном районе сильных землетрясений; такова, например, мечеть в Аннау, построенная в 1540 г.

Эпицентр землетрясения, против обыкновения, располагался за пределами Копет-Дага; он охватил область перехода от предгорий Копет-Дага к Каракумской пустыне. Здесь нет видимых на поверхности тектонических разрывов, с которыми обычно связывается возникновение землетрясений. Плейстосейстовая область совпадает в плане с выходами на поверхность третичных отложений, формирующих здесь более или менее

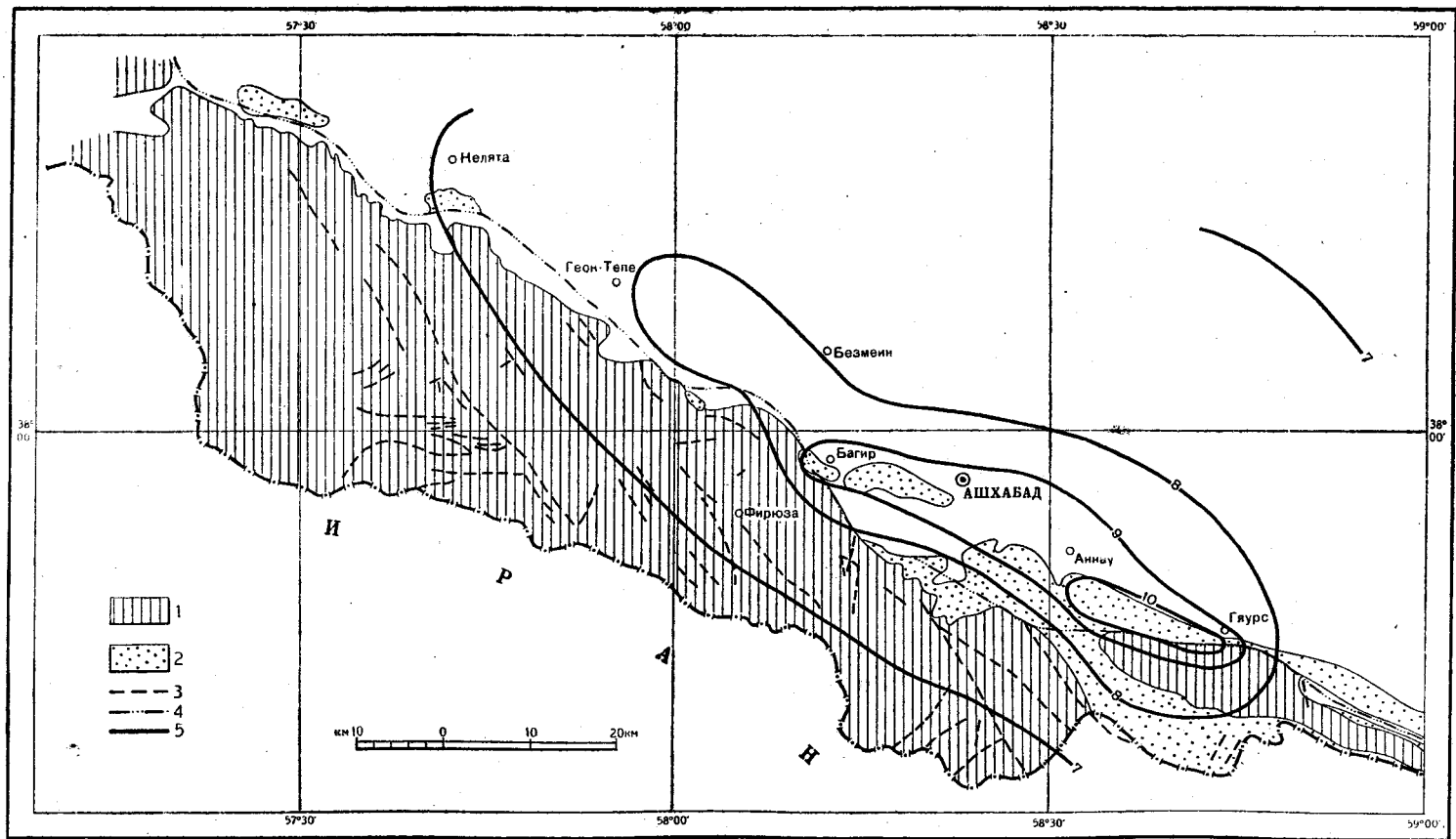


Рис. 97. Карта изосейст Ашхабадского землетрясения 6 октября 1948 г.

1—выходы меловых отложений; 2—выходы третичных отложений; 3—тектонические разрывы; 4—Главный Копетдагский надвиг; 5—изосейсты

ярко выраженные антиклинали: Куругауданскую и Кешиньинбаирскую; южнее этих антиклиналей протягивается линия Главного Копетдагского надвига, по которому приходят в соприкосновение известняки неокома и конгломераты неогена.

Молодость этого разрыва и масштабы перемещений говорят о его крупной роли в возбуждении сейсмических явлений. Однако в данном случае надвиг не участвовал в подвижках горных масс: никаких следов перемещения крыльев вдоль надвига обнаружено не было; о том же говорит и тот факт, что источники, связанные с линией надвига, не претерпели каких-либо серьезных нарушений в своем режиме. Наконец, положение эпицентра к северу от надвига при южном падении сместителя также свидетельствует о том, что главная тектоническая линия Копет-Дага в данном случае признаков движений не несла. В этих условиях вопрос о происхождении Ашхабадского землетрясения приобретает особый интерес.

Следует указать на то, что глубина очага главного толчка, судя по вычислениям В. Ф. Бончковского (1948), определяется в 15—20 км. Следовательно, для суждения о причинах и условиях возникновения в данном районе разрушительного землетрясения следует рассмотреть вопрос о глубинном строении Прикопетдагского района; к сожалению, в этом отношении имеется очень мало данных. Лишь новейшие исследования, особенно в области геофизики, позволяют дать предварительную схему строения района.

Прежде всего отметим, что несколько лет назад В. П. Мирошниченко (1947) и некоторые другие геологи высказали мысль о существовании здесь передовой предгорной тектонической депрессии, протягивающейся вдоль Копет-Дага и выполненной дислоцированными третичными отложениями значительной мощности. Анализ фаций и ряд других соображений действительно приводит к мысли о наличии такого прогиба.

Л. Н. Леонтьев обращает внимание на тот факт, что область максимального прогиба в юрский период проходила значительно южнее современной государственной границы. Максимальный прогиб в меловой период переместился к северу, занимая территорию Советского Копет-Дага, и начиная с палеогеновой эпохи охватил южные части Каракумов, сменившись поднятием в пределах Копет-Дага. Этот предполагаемый палеогеновый прогиб существовал и в неогеновую эпоху, и общая мощность третичных отложений, выполнявших прогиб, могла достичь 3—5 км. Севернее Бахардока мощность третичных отложений невелика, здесь уже начинается платформа. Таковы некоторые соображения, вытекающие из геологических наблюдений.

Анализ материалов сейсмической, электрической и гравиметрической разведки подтверждает мысль о существовании здесь прогиба. По геофизическим данным, максимальной величины прогиб достигает на широте Ашхабада или немного севернее, где подошва третичных отложений залегает на глубине порядка 5 км. Далее к северу мощность отложений постепенно сокращается и слои, очевидно, выклиниваются. На широте Бахардока признаки прогиба исчезают.

Ниже подошвы третичных отложений следуют мезозойские фации очень малой мощности и, по всей видимости, эпиконтинентальные, а может быть, частью и континентальные. Южнее Ашхабада мощность мезозойских отложений быстро растет, достигая в пределах Копет-Дага 6—7 км. Они подстилаются слоем мощностью до 10 км, характеристика упругих свойств которого позволяет считать его соответствующим герцини-

скому складчатому сооружению или, быть может, слою гранита. Южнее Ашхабада границы раздела этих слоев уходят круто книзу, указывая тем самым на наличие под Копет-Дагом сиалического выступа-корня.

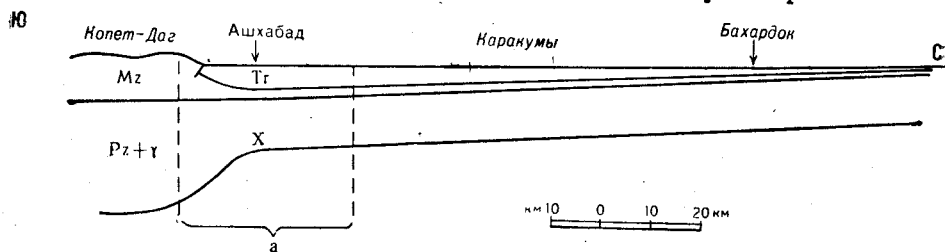


Рис. 98. Схема строения верхних горизонтов земной коры по геофизическим данным (по материалам С. И. Масарского, С. С. Андреева, Л. Н. Леонтьева, Г. П. Горшкова и др.)

X — очаг землетрясения 6 октября 1948 г.; а — фокальная зона повторных толчков

Очаг Ашхабадского землетрясения, как можно видеть на рис. 98, попадает на область контакта гипотетического сиалического корня, подстилающего Копет-Даг, с сиалическим слоем нормальной мощности, под-

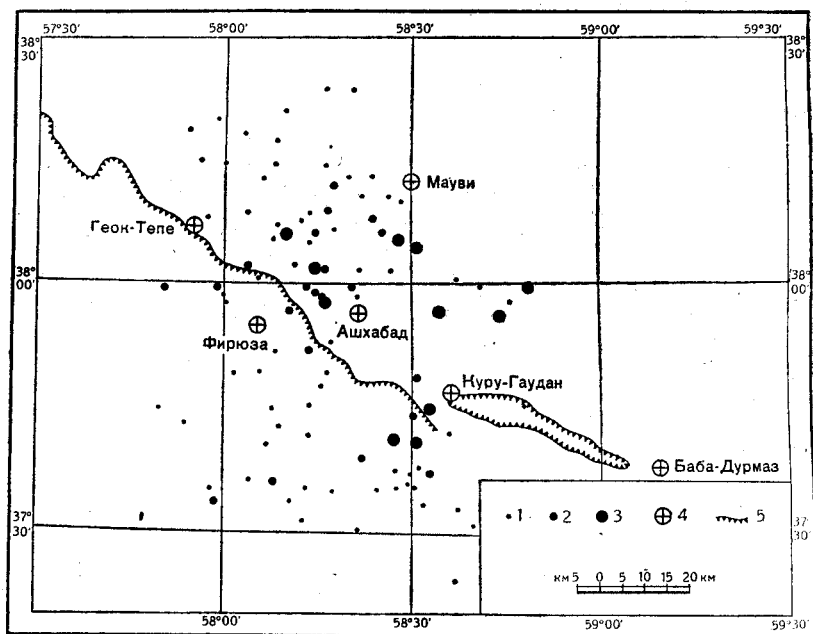


Рис. 99. Схема распределения эпицентров повторных толчков Ашхабадского землетрясения 6 октября 1948 г. (по С. И. Масарскому)

1 — эпицентры повторных толчков с глубиной очага до 10 км; 2 — то же до 20 км; 3 — то же до 30 км; 4 — сейсмические станции; 5 — граница выходов мезозоя Копет-Дага

стилающим область прогиба. Можно предположить, что процесс постепенного продвижения активных тектонических структур с юга на север, выразившийся, в частности, в формировании передового прогиба, ведет

ж концентрации максимальных напряжений в области контакта передового третичного прогиба с Копетдагским сиалическим корнем, что и служит основной причиной высокой сейсмической активности данного района.

Организованные Геофизическим институтом Академии наук СССР наблюдения на временных сейсмических станциях в Фирюзе, Геок-Тепе, Куру-Гаудане и Мауви над повторными толчками Ашхабадского землетрясения показали, что оно сопровождалось множеством повторных толчков, но все они были связаны с весьма ограниченной областью, почти не выходящей за пределы района, окруженного названными станциями. Большинство эпицентров повторных толчков расположено за пределами Копет-Дага, к северу от него, в окрестностях Куру-Гаудана, Ашхабада, Багира и Мауви. Совершенно неожиданным явился факт наличия множества эпицентров к северу от железной дороги, т. е. в самой пустыне (рис. 99).

Все это лишний раз подтверждает мысль о сейсмогенетической активности структур, соответствующих южным частям Каракумов. Что касается распределения гипоцентров, то в этом отношении пока не удалось выявить какой-либо твердой закономерности. Намечается лишь некоторая тенденция к увеличению глубины заложения гипоцентров по направлению с севера на юг. Некоторые группы очагов указывают, по видимому, на существование в глубине крупных линий разломов, наклоненных на юг. Подавляющее большинство очагов лежит в той же зоне перехода от области прогиба южной части Каракумов к области поднятия Копет-Дага или, что то же самое, от платформенного сиалического слоя к гипотетическому корню, подстилающему Копет-Даг.

ОБЩИЙ ОБЗОР ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Общее количество зарегистрированных на территории Туркмении землетрясений за последние 75 лет достигает 135, не считая повторных толчков, число которых превышает тысячу (Горшков, 1941). Наибольшее количество приходится на удары силой до 3—4 баллов, несколько достигали 7—8 баллов и 4 оказались разрушительными (1895, 1929, 1946 и 1948 гг.). Подавляющее большинство землетрясений приходится на южную часть территории, в полосе от Красноводска до восточных окончаний Копет-Дага. Кроме того, землетрясения силой до 7 баллов отмечались в юго-восточной части Туркмении, в Гаурдак-Кугитангском районе, т. е. в пределах юго-западных окончаний Гиссарского хребта. Прилегающая часть пустыни, как отмечалось, также обладает некоторыми признаками сейсмической активности, о чем говорят землетрясения в Мары, Кара-Богаз-Голе и др.

Распределение землетрясений по годам показано в табл. 10.

Нет сомнений, что все землетрясения Туркмении относятся к категории тектонических и связаны, следовательно, с процессом развития и формирования тектонических структур, слагающих южные горные части республики. Здесь на поверхности обнаруживаются очевидные признаки наличия новейших тектонических движений: расчлененный рельеф; несколько ярусов речных террас; высоко поднятые, изогнутые и разбитые разрывами древние разновозрастные денудационные поверхности; наличие дислокаций в верхнетретичных и древнечетвертичных отложениях и т. д. В пределах южных частей Каракумов эти признаки скрыты, и новейшие движения на поверхности пока не проявились. О них можно судить лишь по данным геофизики и, в частности, по наблюдениям сейсмических станций. Надо полагать, что упомянутый выше предгорный

Таблица 10

Распределение землетрясений на территории Туркмении по годам

Десятилетия	Годы										Всего землетрясений
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
1870—1879	—	—	—	—	—	—	1	—	—	1	2
1880—1889	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1
1890—1899	1	1	2	3	3	3	9	2	9	1	34
1900—1909	—	2	3	2	3	1	4	8	2	3	28
1910—1919	—	9	1	1	3	5	—	—	—	—	19
1920—1929	—	—	—	2	1	1	1	1	2	3	11
1930—1939	2	2	—	2	2	6	1	1	1	2	19
1940—1949	2	4	2	2	—	—	1	1	2	5	19
	Итого										133

передовой прогиб еще не закончил своего формирования и будет развиваться в том же направлении и дальше, пока не превратится в поднятие, подобное Северному Копет-Дагу, причем одновременно будет расти сиалический корень, признаки которого наблюдаются сейчас южнее. Следовательно, можно полагать, что зона эпицентров со временем переместится к северу.

СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Анализ сейсмостатических данных как инструментального, так и неинструментального порядка совместно с соображениями геологического характера позволяет дать теоретическую картину распределения сейсмических сил в пределах Туркмении, т. е. указать с известным приближением те районы, в которых следует ожидать землетрясений, и наметить максимальную силу последних. В этом состоит задача сейсмического районирования. Исходя из современных данных, можно дать следующую схему сейсмического районирования Туркмении (рис. 100).

Весь Копет-Даг и прилегающая к нему часть равнины, включая полосу железной дороги от Красноводска до Душака, должны быть отнесены к девятибалльной зоне. Об этом свидетельствуют такие землетрясения, как Кучанские 1893 и 1895 гг., Ашхабадские 1929 и 1948 гг. и Казанджикское 1946 г. Сюда же следует отнести и территорию Большого Балхана, о чем свидетельствует Красноводское землетрясение 1895 г. Таким образом, девятибалльная зона протягивается непрерывной полосой от Красноводска и Челекена через хребет Большой Балхан до Кизыл-Арвата и Кара-Калы и далее на юго-восток, через Ашхабад до Душака и р. Чаа-чачай.

Восьмибалльная зона окаймляет девятибалльную и обладает шириной приблизительно 40 км.

Семибалльная зона окаймляет последнюю, но на юго-востоке протягивается дальше, включая Кушку, а также район Чаршанги и Гаурдака.

Шестибалльная зона проходит по южным берегам залива Кара-Богаз-Гол через Ербент и Бахардок на Кировск и далее на Тахта-Базар. В нее входят также возвышенность Карабиль и окрестности г. Керки. Прикаспийскую низменность западнее сел. Чат можно отнести к шестибалльной зоне; сюда входят Чикишляр и Гасан-Кули. Прикаспийская низменность и южная часть Каспийского моря в тектоническом смысле, возможно, являются аналогами, отвечая какой-то единой, относительно стабильной тектонической структуре.

Пятибалльная зона охватывает значительные площади от Мангышлака на северо-западе до Юго-Восточных Каракумов на юго-востоке; Мары и Чарджоу также входят в эту зону.

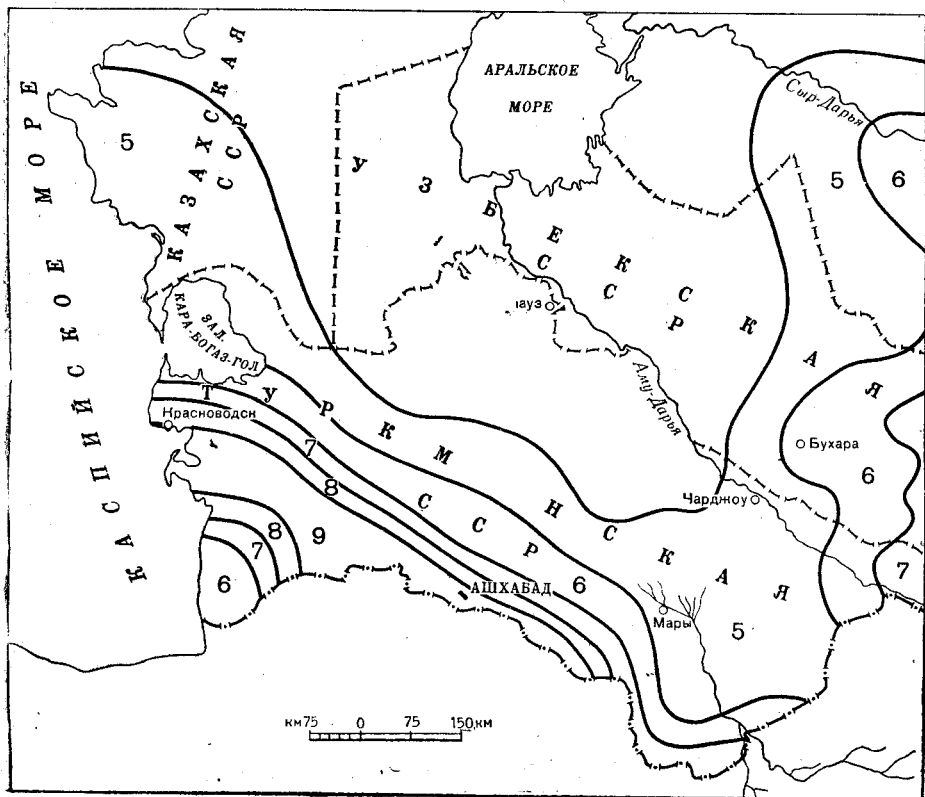


Рис. 100. Схема сейсмического районирования территории Туркменской ССР
Цифры указывают сейсмическую балльность

Приведенная схема сейсмического районирования территории Туркмении принята в качестве официального документа при определении расчетной сейсмической балльности. Сейсмическая балльность населенных пунктов Туркменской ССР, согласно данной схеме, приведена в табл. 11.

Таблица 11

Список важнейших населенных пунктов Туркменской ССР с указанием сейсмической балльности для каждого из них

Ашхабад	9	Дарваза	5
Бами	9	Дарган-Ата	4
Бахарден	9	Джебел	9
Бахардок	6	Душак	9
Безмеин	9	Ербент	6
Бекдаш	5	Иолотань	5
Вышка	9	Каахка	9
Гасан-Кули	6	Казанджик	9
Гаудан	9	Кара-Богаз-Гол	6
Гаурдак	7	Кара-Кала	9
Геок-Тепе	9	Карлюк	7
Гермаб	9	Келята	6
Гяурс	9	Керки	9

Кизыл-Арват	9	Серный Завод	5
Кизыл-Атрек	6	Тахта-Базар	6
Кизыл-Аяк	6	Ташауз	4
Кировск	6	Ташкепри	5
Красноводск	9	Теджен	7
Кушка	7	Уч-Аджи	5
Мары	5	Фирюза	9
Меана	9	Халач	6
Мукры	7	Чарджоу	5
Небит-Даг	9	Чаршанга	7
Репетек	5	Чат	8
Самсоново	6	Челекен	9
Серахс	7	Чикишляр	6

ЗАДАЧИ БЛИЖАЙШИХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ближайшими задачами в области изучения сейсмичности территории Туркменской ССР являются следующие:

1. Развитие сейсмической службы, т. е. постройка и организация регулярных наблюдений на ряде сейсмических станций. В ближайшие годы необходимо довести число сейсмических станций на территории Туркменской ССР до 8—10.

2. Сбор и систематизация материалов неинструментальных сейсмических наблюдений за землетрясениями.

3. Постановка комплексных геолого-геофизических исследований с целью выявления и анализа новейших тектонических движений, их характеристики, темпов, масштаба, направленности и т. д. в связи с определением сейсмогенетической роли различных тектонических структур.

4. Дальнейшее уточнение и развитие схемы сейсмического районирования с использованием новейших методов.

5. Изыскание методов прогноза землетрясений во времени, особенно в применении к населенным районам и в первую очередь к району Ашхабада.

Конечной целью подобных исследований должно явиться составление детальной сейсмической карты с указанием не только силы будущих землетрясений, но и, возможно, времени их наступления. Тем самым можно будет оказать решающую помощь строителям в конструировании и возведении таких сооружений, которые не будут страдать при землетрясениях.

Глава седьмая
ГЕОМОРФОЛОГИЯ

**ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЛЬЕФА И ПРОЦЕССОВ
РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ**

От мангышлакских берегов Каспия на северо-западе до подножий Памиро-Алая на юго-востоке и от Приаралья на северо-востоке до низовой Атрека на юго-западе раскинулись равнинные пространства Туркменской ССР. Можно проехать сотни километров по совершенно плоской поверхности Устюрта или по бесконечным холмистым пространствам Каракумов и быть уверенным, что нет ничего однообразнее этих бескрайних равнин. Однако стоит лишь ближе присмотреться к их рельефу или увидеть эту страну с самолета, и просторы ее окажутся весьма разнообразными и далеко не просто устроенными.

Одни районы представляют собой великие аллювиальные равнины, образовавшиеся в результате длительных блужданий речных потоков, накопивших мощные толщи аллювия. В зависимости от состава этого аллювия и наличия или отсутствия поверхностных вод эти равнины представляют собой либо цветущие оазисы, либо безжизненные плоские глинистые пустыни, либо песчаные пустыни, поверхность которых полностью переработана ветром.

Другие районы представляют собой обширные низменности, покрытые россыпями раковин и обрамленные песчано-галечными береговыми валами и цепями песчаных дюн, свидетельствующих о недавнем существовании на их месте крупных озерных бассейнов (Сарыкамыш) или отступившего моря (Прикаспийская низменность).

Третьи районы образуют обширные плато, расстилающиеся на месте более ранних — верхнетретичных бассейнов. Они приподняты на 200—300 м над уровнем моря и со всех сторон ограждены недоступными обрывами — чинками.

Местами среди равнин расположены обширные замкнутые котловины, опущенные на много десятков метров ниже уровня океана, но возникшие вне всякой связи с морем. И почти повсеместно поверхность равнин расчленена различным и часто очень сложным мезо- и микрорельефом. Но как бы ни была разнообразна история формирования этих равнин, поверхность их нигде не поднимается выше 400 м абс. высоты.

Лишь на крайнем юге и юго-востоке Туркмении, являясь как бы пограничным барьером ее с Ираном и Афганистаном, резко возвышаются горные сооружения: горная цепь Копет-Даг, протянувшаяся вдоль советско-иранской границы, предгорья Паропамиза в виде холмогорий Бадхыз и Карабиль, а дальше, на правобережье Аму-Дарьи, на крайнем востоке Туркмении, окраинные хребты Памиро-Алая. Необходимо отметить еще располагающиеся на западе республики изолированные горы Большой и Малый Балхан, возвышенности Красноводского плато, плато Челюнкыр,

куэсты и гребни Туаркыра, нередко объединяемые в особый Заузбойский складчатый район (Федорович, 1934г).

В общем, 90% территории Туркмении образовано равнинами и плато и лишь 10% ее южных и частично западных окраин приходится на площадь горных сооружений. Разделение это всецело обусловлено геотектоникой страны — тем, что горы являются результатом молодой, продолжающейся до наших дней орогении альпийского пояса, а равнины располагаются либо на более или менее погруженных участках древних континентальных платформ, либо на денудированных участках более древней складчатости, снова ожившей в третичное время (Заузбойский складчатый район), или же представляют собой области молодых предгорных опусканий в поясе альпийской складчатости. Геотектоническая, т. е. структурная, основа рельефа не только сказывается на разделении на области равнин, гор и возвышенностей, но и обуславливает геоморфологическое разделение на районы и придает каждому типу рельефа свои особые черты.

Структурные различия еще более подчеркиваются тем, что под влиянием особых климатических условий Туркмении ее рельеф получает специфические черты скульптуры, придающие не только каждой области, но и каждому району и подрайону свои резко выраженные отличия. Сухой и жаркий климат обуславливает интенсивные процессы миграции различных растворов и механического выветривания, под влиянием которых вырабатываются крайне разнообразные черты рельефа, характеризующие в целом единый комплекс форм «рельефа пустынь».

Основным фактором, обуславливающим на поверхности земли скульптуру рельефа, обычно является деятельность текучих вод, особенно рек. Реки в условиях умеренного климата получают питание не только в верховьях, но и по всему бассейну. Благодаря этому, чем дальше они текут, тем больше увеличивают мощность своего потока и не теряют способности эродировать до самой дельты. В силу этого речные долины в условиях умеренного пояса являются одним из самых консервативных элементов рельефа, нередко сохраняя свое общее местоположение в течение геологических периодов.

В пустынных областях, где количество осадков совершенно недостаточно для питания постоянных водных потоков, могут существовать лишь такие реки, которые берут свое начало в местах, обладающих иными климатическими условиями. Таковы орошающие Туркмению реки Аму-Дарья, Мургаб, Теджен, Атрек и мелкие речки, стекающие с Копет-Дага. Все они получают в горах большое количество как взвешенных (алеврита, ила), так и влекомых наносов (песка, щебня, камней). На равнине реки эти не только теряют скорость из-за больших различий уклонов в горах и на равнинах, но и очень быстро начинают терять водность своего потока. Воды их фильтруются в толще наносов, испаряются, расходятся на искусственное орошение, дробятся на рукава, и в итоге такие транзитные реки пустынь оказываются неспособными переносить дальше наносы. Долины выполняются галечными шлейфами у подножий гор и мощными песчаными и глинистыми толщами вдали от гор, на равнинах. Загромоздив свое русло наносами, создав вместо долины выпуклую аллювиальную равнину, река находит себе новый путь, а занеся и его, вновь устремляется в сторону, постепенно пополняя громадные пространства толщами своих наносов. Таким образом, транзитные реки на территориях пустынь обычно не формируют постоянные по местоположению долины, а являются блуждающими потоками, образующими обширные и слегка вы-

пуклые аллювиальные равнины или внутриконтинентальные субаэральные, т. е. слепо заканчивающиеся, дельты.

Именно в результате этого процесса сформировались обширные равнинные пространства Туркмении в дельтах Атрека, Теджена и Мургаба и одна из крупнейших песчаных пустынь — мира — Каракумы, бывшая ареной накопления песчаного аллювия на месте блужданий Аму-Дарьи в плиоценовое и нижнечетвертичное время. И если на пространствах туркменских пустынных равнин все же можно встретить подчас и глубоко врезанные долины, то они являются лишь свидетелями молодых или современных эпейрогенических процессов и значительных изменений высот базисов эрозии.

Иную роль в создании рельефа в пустынных странах, чем в зонах умеренного климата, играют даже самые малые количества дождевых и талых вод, создающих временный местный сток, что в основном связано с наличием и качеством растительного покрова. В зонах умеренного климата дождевые и талые воды постепенно впитываются в листовую подстилку лесов или в мощный дерновый покров, и, как правило, плоскостной поверхностный сток в естественных условиях сравнительно невелик. Воды фильтруются через растительный покров и почву и питают речную сеть, вновь выходя на поверхность земли в виде лишенных наносов родников.

Противоположные этому условия существуют в пустынях, где отсутствует сплошной растительный покров. Поверхностные воды действуют в них крайне неравномерно, в полной зависимости от характера субстрата. Какое бы количество воды ни выпало на песок, она полностью впитывается в него, никогда не образуя хотя бы самых кратковременных поверхностных струй. Но если дождевые воды выпадут в пустыне на обнаженную поверхность водонепроницаемых горных пород, то понадобится лишь самое незначительное количество воды для того, чтобы смочить их поверхность, и остальная вода, не сдерживаемая ни растительным, ни почвенным покровом, стремительно стекает, увлекая за собой продукты энергично происходящего в пустынях механического выветривания.

В результате на водонепроницаемых породах воды действуют настолько энергично, что при 100—150 мм осадков приводят к значительно большему эрозионному эффекту, чем при 400—500 мм в лесной зоне. В итоге рельеф такой пустынной страны, как Туркмения, в районах развития водонепроницаемых слоев обладает настолько интенсивным эрозионным расчленением, что часто является непроходимым не только в горах, но и в невысоких холмогорьях. Даже при глубине вреза 5—10 м образуется местами настолько интенсивный «бедленд», что на 1 пог. км приходится до 120 оврагов и на 1 км² площади длина эрозионной врезанности сети достигает 60 и даже 85 км. Таковы многие участки в Заузбойском складчатом районе, в Малом Балхане, Копет-Даге и Гаурдак-Кугитанском районе.

С другой стороны, на водопроницаемых породах на площадях в сотни и тысячи квадратных километров нельзя найти хорошо выраженных следов местного поверхностного стока. В Туркмении это относится не только к территории Каракумов, но и к обширным пространствам Устюрта и Южно-Мангышлакского плато, где воды осадков настолько интенсивно впитываются пористыми ракушечными известняками и почвенными туфовидными гипсами, что рельеф оказывается как бы бронированным от размывающего действия воды, даже несмотря на наличие значительного его вертикального расчленения.

Как бы энергично ни действовала эрозия в пустынных горах и холмогорьях, специфика пустынной эрозии сказывается повсеместно в том, что продукты ее транспортируются на очень короткие расстояния. Поверхностные воды жадно впитываются в землю и вынесенный ими «горный мусор» накапливается у подножья возвышенностей, образуя сплошные глыбово-щебенистые шлейфы. Лишь самые тонкие илистые наносы уносятся несколько дальше, слагая периферические части подгорных наклонных равнин. Таковы в Туркмении подгорные равнины и каменистые шлейфы Большого и Малого Балхана, Копет-Дага и отрогов Памиро-Алая. Бурение показало, что мощность четвертичных и верхнеплиоценовых осадков этих подгорных равнин измеряется несколькими сотнями метров.

Однако далеко не повсеместно в пустынных странах, в том числе и в Туркмении, расчлененный эрозионный рельеф сочетается с наличием не только мощных толщ наносов, но даже и незначительных их покровов. Более того, в центральных районах пустынь, в местах, характеризующихся интенсивным расчленением, как правило, мы встречаемся с отсутствием наносов, малым количеством продуктов механического разрушения горных пород, с оголенными днищами замкнутых впадин, куда сносятся наносы и где в то же время они почти или совершенно не накапливаются.

Этот парадокс рельефообразования пустынь — сочетание интенсивной местами эрозии с отсутствием наносных толщ — ставил многих исследователей в тупик или приводил их к созданию необоснованных гипотез о консервированности рельефа пустынь, где якобы никакое рельефообразование вообще не происходит, об унаследованности рельефа Туркмении от иных в климатическом отношении эпох и о настолько широком развитии в пустынях карста в фактически не растворенных породах (Макеев, 1932в), какого он никогда не имеет в легкорастворимых породах даже при самом влажном климате. А между тем этот парадокс совершенно закономерен в условиях пустынь.

Сильное преобладание испарения над осадками приводит в пустынях Туркмении к энергичной инсоляционной миграции легкорастворимых солей из толщ горных пород к поверхности земли. Некоторые из этих солей (карбонаты кальция и магния, гипс), скопляясь в пограничных с поверхностью земли горизонтах горных пород, приводят к их уплотнению и бронированию рельефа. Другие же, как хлористые соли, серноокислый магний и особенно серноокислый натрий, под влиянием притока и испарения влаги постоянно перекристаллизовываются, что приводит к непрерывному раздроблению горных пород до состояния тончайшей пыли.

Эти процессы солевого распыления наиболее интенсивно происходят там, где соли, смываясь со склонов, скопляются в наибольшем количестве, а именно на пониженных участках рельефа. Поэтому в западинах рельефа происходит настолько быстрое расщепление горных пород в пыль, что ему успевают подвергнуться не только все сносимые местным стоком наносы, но и само коренное ложе. В результате этого процесса во впадинах формируются пухлые пылеватые солончаки.

Эти же западины в условиях пустынь оказываются центрами перегрева воздуха, возникновения инверсионных явлений с восходящими токами и частыми (летом) смерчами. В итоге пылевые продукты солевого расщепления горных пород легче всего выносятся из западин рельефа, способствуя формированию замкнутых бессточных котловин, глубина которых достигает многих десятков или даже двух-трех сотен метров, а площадь — десятков и сотен квадратных километров. Таковы впадины

Карын-Ярык, Кум-Сибшен, Карашор, Ахчакая, унгузские впадины и др. Большая часть их приурочена к основанию обрывов, где особенно интенсивны процессы выдувания.

Отличительными чертами воздушной транспортировки продуктов пустынного выветривания являются, с одной стороны, значительно более далекий вынос материала, чем это доступно в пустынях воде, а с другой — равномерное его оседание на значительных площадях, часто отдаленных от мест выноса на сотни километров.

Работа ветра, конечно, не является единственным фактором образования всех котловин Туркмении. Так, например, самая крупная Сарыкамшская котловина, заложённая в известняках и гипсах, имеет иное происхождение и в значительной мере обусловлена тектоническим прогибом и, возможно, речным выносом продуктов растворения. Роль тектоники является ведущей во всех крупных котловинах, поскольку либо уклон слоев обуславливает сток поверхностных вод, либо куполы антиклинальных складок оказываются растресканными, что облегчает формирование впадин.

В толщах известняков и гипсов Туркмении известны явные карстовые образования, но нельзя переоценивать весьма скромную их роль в разрушении этих пород. Днища большинства котловин расположены в толщах глинистых, слегка солоноватых пород, совершенно не подверженных карсту. Вынос продуктов карстового растворения не может происходить и сквозь толщу 100—200-метровых пластичных глин олигоцена, образующих днища ряда котловин Западной Туркмении. Так же как и формирование котловин в толще таких глин, он происходит постоянно под влиянием лишь процесса солевого распыления. Свидетелями этого являются сгруженные к подветренным бортам таких котловин толщи менее доступных для выноса ветром песчаных массивов.

Роль ветра на пустынных равнинах Туркмении не ограничивается далекой транспортировкой пылевых фракций и участием в формировании специфического котловинного рельефа, где размыв и дефляция, взаимодействуя с физико-химическим выветриванием, создают этот неповторимый в иных зонах рельеф. Ветер является особенно активным на обширных территориях аллювиальных равнин и древних внутриконтинентальных и приморских дельт Аму-Дарьи, Мургаба и Теджена, слагающих в совокупности одну из величайших песчаных пустынь — Каракумы — и прилегающие к ней пески Прикаспийской низменности.

Поверхность этих равнин почти повсеместно и не менее чем на 85—90% покрыта кустарниково-травяной растительностью. Дерновый покров пустынной осоки, однако, не обладает такой плотностью, мощностью и непрерывностью, чтобы полностью защитить поверхность песков от перевеяния. Наличие его сильно замедляет и видоизменяет, но отнюдь не останавливает рельефообразования, обусловленного перевеянием ветром песчаных толщ. Представления о «способности» ветра создавать лишь барханы в местах совершенно оголенных песков и о том, что с момента появления дерна эоловый рельеф может лишь разрушаться и выравниваться (Дубянский, 1928, 1929), оказались несостоятельными. Эоловое рельефообразование в условиях Туркмении, как правило, протекает во всех своих фазах развития и при наличии пустынного дернового покрова, и далеко не обязательно исходной, эмбриональной, формой любого рельефа песков является бархан.

Процессы эолового рельефообразования песков наиболее полно изучены именно на материале Туркмении (Федорович, 1940а, в, 1948а, в).

В существенных чертах эти процессы сводятся к тому, что плоский нерасчлененный рельеф песчаных аллювиальных равнин под влиянием перевывания постепенно преобразуется, приобретая очень дробное расчленение. В отличие от деятельности поверхностных вод, эрозивная работа которых всегда территориально разобщена от аккумулятивной, деятельность ветра, как правило, создает аккумулятивно-дефляционный рельеф.

Песок, выдуваемый из постепенно формирующихся понижений, здесь же поблизости наветывается на также постепенно нарастающие возвышения. И чем древнее рельеф, чем больше времени будет воздействовать ветер на первичную поверхность аллювиальной равнины, тем интенсивнее будет расчленяться первоначальная плоскость. В условиях Туркменских Каракумов интенсивность этого преобразования такова, что на молодых послехвалыньских террасах глубина расчленения не превышает обычно 1—3 м, на террасах, соответствующих хвалынской трансгрессии Каспия, достигает 15 м, а в районах, преобразующихся в течение всего четвертичного времени, доходит до 60 м, а местами до 75 и даже 100 м. Конечно, эта схема меняется в зависимости от местных условий, однако в общем она достаточно ясно свидетельствует о большой интенсивности этих процессов рельефообразования.

Конкретные формы рельефа песков зависят как от количества песка и степени его сыпучести, так и от силы ветра и совокупности ландшафтных условий, но в основном их построение в плане обусловлено режимом ветров.

Ветры «пассатной» системы, т. е. дующие в течение всего года в одном направлении, создают рельеф продольных по отношению к ветрам, симметричных в сечении, узких и длинных гряд, иногда совершенно оголенных, но обычно в климатических условиях Туркмении полузакрепленных растительностью на склонах и оголенных лишь на гребне.

Ветры «муссонной» и горно-долинной систем, дующие в течение года (в различные сезоны) в противоположных направлениях, создают систему перпендикулярных направлению этих ветров форм рельефа в виде либо оголенных барханных цепей, либо полузакрепленных неправильных и неравносклонных поперечных гряд (при одинаковом эффекте ветров обоих направлений), либо лунковых форм или «граблевидных дюн» (при преобладании эффективности одного направления ветров).

Ветры, дующие в течение года со всех сторон с одинаковым эффектом, формируют ячеистый рельеф, образованный системой западин, расположенных подобно сотам или оспенной ряби, с неправильно-бугристым всхолмлением между ними.

Сочетание этих трех основных типов рельефа обуславливает разнообразие его форм, зависящих не только от режима ветров (фактора активного, или действующего), но и от всех пассивных или воздействующих факторов конкретной ландшафтной обстановки, каждая из которых резко сказывается на чрезвычайно мобильном и податливом рельефе песков. Такими воздействующими факторами являются роль растительности, количество и качество перевываемого субстрата, интенсивность ветра, длительность его воздействия, климатические и водные условия, жизнедеятельность животных и влияние человека.

Не меньшим своеобразием отличаются и горные области Туркмении, где явления рельефообразования проявляются в особом характере эрозивных форм, а сложность рельефа обусловлена наложением их на формы, создаваемые тектоническими процессами.

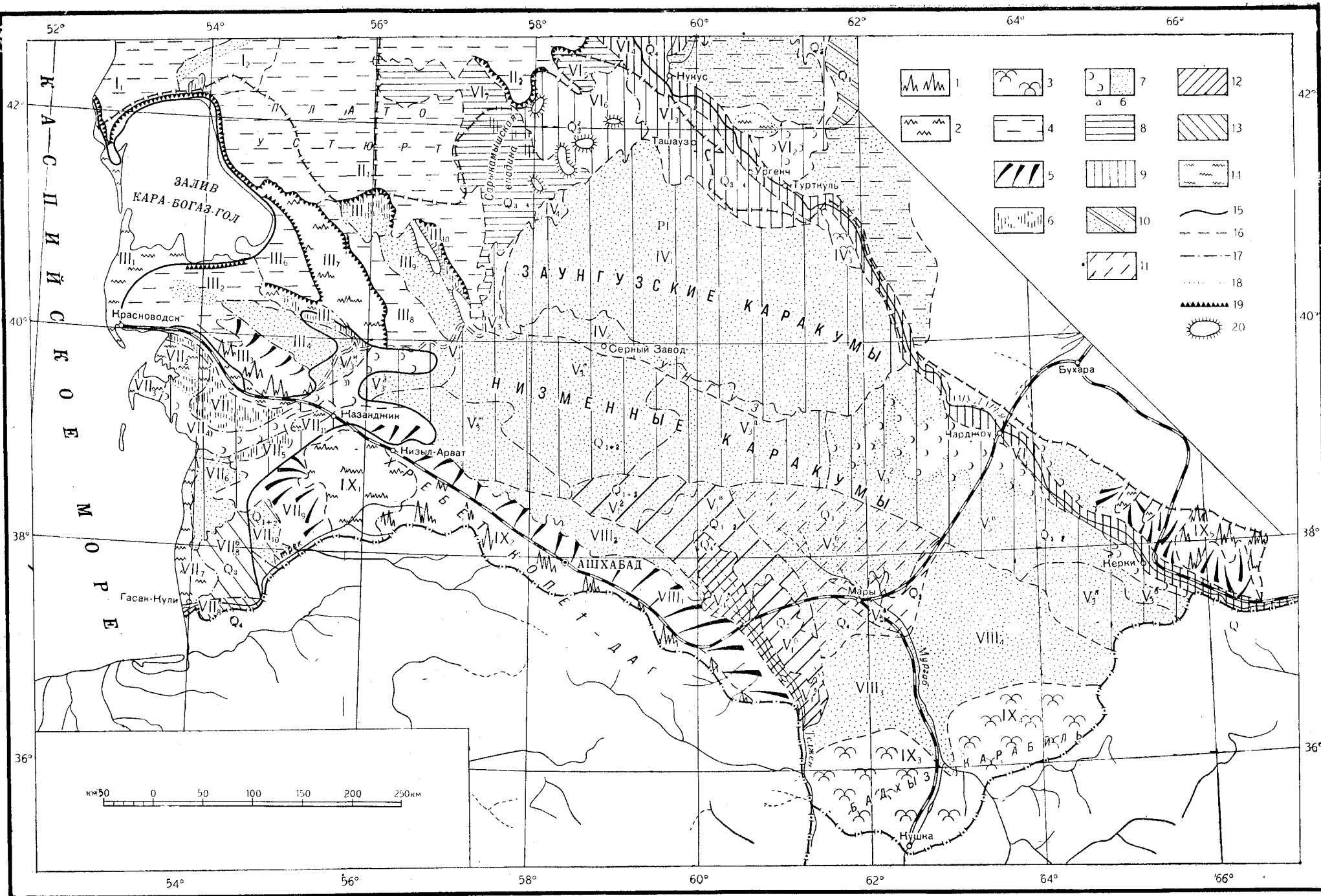


Рис. 101. Карта геоморфологического районирования территории Туркменской ССР

1—средневысотные горы; 2—низкие горы; 3—холмогорья; 4—пластово-денудационные плато; 5—пролювиальные наклонные равнины; 6—солончаковые котловины разветвления; 7—оголенные (а) и полузакрепленные (б) пореветные и наветренные пески; 8—древние озерные равнины; 9—13—аллювиальные равнины (в условных обозначениях 9, 10, 11, 12 и 13 различной густотой штриховки и соответствующими индексами показаны равнины разного возраста). 9—Аму-Дарья, 10—Ахча-Дарья, 11—Мургаба, 12—Теджена, 13—Атрека; 14—морские низменности (молодые); 15—граница максимального распространения хвалынской трансгрессии; 16—границы между геоморфологическими областями; 17—границы между районами и подрайонами; 18—контур оголенных или полузакрепленных песков (внутри района); 19—обрывы (чинки) плато; 20—остановочные возвышенности

I—Мангышлак: I₁—Южно-Мангышлакское плато, I₂—впадина Карын-Ярык; II—Устюрт: II₁—Южный Устюрт, II₂—Центральный и Юго-Восточный Устюрт. III—Красноводско-Заузбойская область: III₁—Красноводско-Карабогазская приморская намывная низменность, III₂—Красноводское плато, III₃—горы Куба-Даг, Большой Балхан и Балханская подгорная наклонная равнина, III₄—пески Чильямедкумы, III₅—Кемаль-Узбойская ложбина, III₆—горы Аккыр и Ирсарыбаба, III₇—Туаркыр-Койматский район, III₈—плато Челонгкыр, III₉—пески Утаганкумы, III₁₀—впадина Карашор, III₁₁—впадина Кум-Сибшен.

IV—Северные (Зауңгузские) Каракумы, Уңгуз, плато Эшеканкренкыр; IV₁—Северные Каракумы, IV₂—Уңгуз и район Серных бугров, IV₃—Питняжские холмогорья, IV₄—плато Эшеканкренкыр и впадина Ахчакая. V—Низменные (Центральные и Юго-Восточные) Каракумы: V₁—дельта Теджена: а—современные (Серахская и нижняя), б—древняя песчаная, в—древняя такырная; V₂—дельта Мургаба: а—современная, б—древняя; V₃—древняя аллювиальная песчаная равнина пра-Аму-Дарья: а—Обручевская степь Юго-Восточных Каракумов, б—Келифский Узбой, в—Юго-Восточные Каракумы, г—восточная часть Центральных Каракумов, д—средняя часть Центральных Каракумов, е—западная часть Центральных Каракумов, ж—Прикопетдагский поперечно-грядово-шорный подрайон, з—Приузбойский песчаный гал, и—староречье Узбой, к—Верхнеузбойский коридор. VI—Долина и дельта Аму-Дарья и Сарыкамшская впадина: VI₁—долина Аму-Дарья, VI₂—правобережная Турткульская равнина, долина и дельта Ахча-Дарья VI₃—Хорезмская дельтовая равнина VI₄—современная дельта, VI₅—равнина усохшего Айбугирского залива, VI₆—Куяндаринская (Присарыкамшская) древнедельтовая равнина, VI₇—Сарыкамшско-Ассакауданская древнеозерная впадина. VII—Прикаспийская низменность: VII₁—солончаковая впадина Келькор, староречье Актан и Балханский солончак, VII₂—полуостров Даржа, VII₃—полуостров Челекен, VII₄—пески Дарджикум и Приморские Кызылкумы, VII₅—Гяурли-Боядагский солончак, VII₆—пески Сайнаксак, VII₇—Гасанкулийская намывная низменность, VII₈—дельты Атрека: а—современная, б—древняя; VII₉—подгорная наклонная равнина Западного Копет-Дага; VII₁₀—песчаные холмы Маша и Мешедкумы; VII₁₁—горы Малый Балхан. VIII—Подгорные области: VIII₁—наклонная Прикопетдагская равнина, VIII₂—та же равнина с наветренными песками, VIII₃—высокие пески междуручья Теджена и Мургаба, VIII₄—высокие пески междуручья Мургаба и Аму-Дарья. IX—Горные области Копет-Дага, Паропамиза и Гиссара: IX₁—низкогорный Западный Копет-Даг, IX₂—среднегорный Центральный и Восточный Копет-Даг, IX₃—холмогорье Бадхыз, IX₄—холмогорье Карабийль, IX₅—горы Кугитантау и Гаурдак

ГЕОМОРФОЛОГИЯ РАВНИННЫХ ОБЛАСТЕЙ

КРАСНОВОДСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Красноводский полуостров разделяется на два района: большую, восточную часть, представляющую собой плато, и меньшую, западную часть, образованную приморской молодой намываемой низменностью.

Красноводское плато, расположенное между Кара-Богаз-Голом и Балханским заливом (рис. 101, III₂), представляет собой неравномерно приподнятую поверхность, прогнутую в центральных частях и сложенную неогеновыми отложениями. Поверхность плато лишь кое-где равнинная; обычно она разнообразится либо пологими холмистыми возвышенностями, либо резкими столовыми останцовыми вершинами, либо многочисленными замкнутыми понижениями разной глубины и величины — от незначительных «блюдеч» до котловин длиной 10—20 км и глубиной до 100 м.

В течение почти всего года эти понижения совершенно сухи, и днища их в большинстве случаев покрыты такырными образованиями. Лишь наиболее низко расположенные котловины заняты солончаками. Происхождение этих котловин, нередко считаемых чисто карстовыми, на самом деле сложнее, так как они заложены в свите не только известняков, но и чередующихся с ними химически нерастворимых в воде глин и песков. Очевидно, в их формировании значительная роль принадлежит не карсту, а описанному выше явлению солевого распыления и эоловому удалению пылевых продуктов этого выветривания. Некоторое разнообразие в поверхность Красноводского плато вносят также низкие пески, заходящие из расположенных восточнее Чильмамедкумов.

Борта плато, обрывистые наверху, осложнены ступенеобразными оползнями (со стороны Кара-Богаз-Гола) и в последние 15—20 лет получили широкую солончаковую оторочку на месте отступивших вод Каспия и Кара-Богаз-Гола, следы высоких уровней которых отмечены системой галечных террас, а на юге и галечных валов, выступающих из-под пролювиального щебнистого плаща новейших наносов.

Красноводско-Карабогазская намывная низменность, окаймляющая плато с запада и расширяющаяся к Кара-Богаз-Голу (рис. 101, III₁), в большей своей части образована песками Окумкумы, но на периферии представляет преимущественно солончаковую поверхность, во многих местах топкую и непроходимую. Часть этих солончаков вышла из-под моря лишь после 1932 г., часть представляет дно исчезнувших еще позднее (после 1938 г.) Куулинских озер, отгороженных от Каспия узкой пересыпью, часть же осушилась много веков назад и покрыта россыпями створок *Cardium edule* L.

Пески Окумкумы являются детритусом более древних ракушечников, в основном двух хвалыньских террас, поверхность которых переработана ветром и слагает продольные по направлению к ветру гряды. Каждая из таких гряд, окаймляя и как бы обтекая Красноводское плато, постепенно меняет свое направление с северо-восточного у Кара-Богаз-Гола на меридиональное близ Красноводска.

Низменность заканчивается на севере песчаными косами, отделяющими Кара-Богаз-Гол от Каспия, а на юге — Красноводской косой, отделяющей Красноводский залив. Эти косы сложены в основном ракушечным детритусом, наряду с которым имеется довольно значительное количество зерен современного оолита. Образование кос и самой намывной

низменности обусловлено, с одной стороны, мощным накоплением ракушечников в мелководных частях Каспия, а с другой — сильным прибрежным течением, идущим на север.

ТУАРКЫРСКАЯ ГРУППА РАЙОНОВ И ПЕСКИ ЧИЛЬМАМЕДКУМЫ

Эта самая разнообразная группа геоморфологических районов Туркмении разделяется на следующие районы.

Пески Чильмамедкумы (рис. 101, III₄) покрывают восточное продолжение Красноводского плато, постепенно опускаясь от высот около 250 м на северо-западе до 50—60 м на юго-востоке у берегов Узбоя. Есть основание считать, что эти пески являются плиоценовыми, налегающими на акчагыл, и их состав свидетельствует о том, что в основном они привнесены древней пра-Аму-Дарьей, протекавшей прежде с Памира по территории теперешних Каракумов. Частично к ним добавляется материал от развевания нижнемеловых песков. Поверхность песков переработана ветрами, дующими преимущественно с востока, но весной сменяются западными ветрами, дующими с моря. Этой муссонной сменой ветров обусловлено формирование аналогичных по динамике развития барханным формам так называемых лунковых форм песков, полузакрепленных растительностью. В связи со значительным возрастом песков и длительностью их перевевания они расчленены наиболее сильно в сравнении с другими песчаными массивами Туркмении, и, по данным В. В. Александрова, относительная вертикальная амплитуда этого золотого рельефа местами достигает 100 м.

Кемаль-Узбойская ложбина (рис. 101, III₅) окаймляет пески Чильмамедкумы с северо-востока. Она начинается на юго-востоке, у Аджикуинской излучины Узбоя, и проходит на запад-северо-запад, образуя широкое понижение между меловыми возвышенностями Текеджик и Аккыр на севере и возвышенностью Еды-Сюйри и песками на юге. Центральная часть этой ложбины занята Кемальским солончаком. В хвалынское время она была покрыта водами Каспийского моря, образовавшего здесь залив до 75 км в длину при ширине от 3 до 15 км. В ложбину спускается с севера многочисленная сеть сухих балок; в ней часто разыгрываются пылевые бури.

Горы Аккыр и Ирсарыбаба, расположенные к северу от Кемальского солончака (рис. 101, III₆), образуют плато, поднимающиеся на юго-востоке выше 300 м, полого прогнутае в центре и опускающееся на северо-запад, где его плоская поверхность расчленяется сильно разветвленной системой Акгозая. Такая пластика рельефа полностью соответствует мульдовому строению этого подрайона. Бронированный вязкими, плохо поддающимися эрозии известняками датского яруса, рельеф этот является пластовым, а края гор образуют типичные куэсты с часто нависающими обрывами. Южная часть (Аккыр) почти горизонтальная и не расчлененная, а северная, где слои залегают значительно круче, образует крутонаклонную куэсту, которую вполне можно отнести к категории моноклиналиных хребтов.

Туаркыр-Койматский район (рис. 101, III₇) образует центральную часть всей этой группы районов, соответствуя крупной Туаркырской антиклинали в мезозойских породах, в ядре которой вскрыт и палеозойский остов. Рельеф этого района, расположенного значительно ниже, чем крылья оконтуривающих его синклиналей, является типичным примером инверсии. Характерно, что впадины приурочены, как правило,

к подножью чинков и являются совершенно замкнутыми, бессточными; они заложены в химически нерастворимых осадках в толщах нижнемеловых и среднеюрских глин, глинистых песков и песчаников.

Бросается в глаза тончайшая, буквально филигранная отпрепарировка не только всех выпуклых, но и большинства вогнутых форм рельефа. Эта скульптура создана в основном в результате действия вод местного стока, порождающих во многих участках непроходимую овражную сеть. И в то же время почти полное отсутствие продуктов эрозионного сноса и оголенность днищ котловин (если они не заняты такырами) со всей очевидностью показывают, что препазирующая рельеф вода лишь сносит осадки, а удаление их совершается ветром. Следы работы ветра, при которой далеко уносятся лишь мелкоземные фракции, являются незначительные участки песков, образованных за счет разрушения коренных пород (нижнего мела, средней юры), то обтекающих столовые пластообразные возвышенности, то наползающих на наклонные поверхности куэст.

Плато Челюнкыра или Челюнкры («пустынное плато») расположено к востоку от Туаркыра (рис. 101, III₈). Оно представляет собой высокую, лишенную воды однообразную гипсово-глинистую пустыню с ровной, лишь местами слегка всхолмленной мелкой эрозионной сетью поверхностью, постепенно опускающейся на северо-восток, согласно уклону слагающих ее слоев. На западе и юге плато ограничено высокими обрывами — чинками.

Э. М. Мурзаев (1940) рассматривает это плато как окраину Устюрта; Б. А. Федорович же (1947) считает более правильным выделение его из пределов Устюрта на том основании, что оно почти нацело отделено от него и соединяется лишь узкой перемычкой, а поверхность его местами сложена не сарматскими известняками, а среднемиоценовыми гипсами.

Западным краем плато являются чинки Бегендзааликыра и Коймат-Дага, сложенные ниже- и верхнемеловыми глинами и мергелями и бронированные сверху либо известняками датского яруса, либо сарматскими известняками. Высота этих чинков над окаймляющими их впадинами — от 100 до 290 м, но при этом они настолько круты в верхней части, что являются недоступными на протяжении десятков километров.

На обращенном к Узбою южном чинке наблюдается сложный лабиринт глыбово-ступенчатых древних оползней миоценовой толщи по олигоценовым глинам. Образование этих оползней, как и оползней по западным чинкам Устюрта, относится к предхазарскому времени.

Пески Учтаганкумы, расположенные к северо-востоку от Челюнкыра (рис. 101, III₉), во многом аналогичны массиву песков Чильмамедкумы. На юго-восточной окраине они также сложены толщей плиоценовых речных песков, по составу сходных с современным аллювием Аму-Дарьи. Состав песков, повидимому, меняется в их северной части. Эти пески, как и Чильмамедкумы, выполняя пологое и обширное понижение между возвышенностями, образуют вал, высоко приподнятый в центральных частях, где пески наиболее расчленены и создают как высокие гряды и лунки, так и глубокие впадины выдувания.

Впадина Карашор (рис. 101, III₁₀) является самым восточным районом и представляет собой глубокую и длинную замкнутую котловину, прилегающую непосредственно к пескам Учтаганкумы и окаймленную обрывом юго-восточной оконечности Устюрта, называющейся в Туркмении Капланкыром («великое плато», дословно «тигровое плато»). Чинк этого плато поднимается в северной части на высоту до 320 м, в то

время как днище впадины расположено здесь на 20 м ниже уровня океана; к югу чинк понижается до 200 м, а дно впадины лежит на 7 м абс. высоты. Эта впадина представляет собой ровную поверхность обширного мокрого и топкого, местами зыбчатого солончака длиной 105 км и шириной до 17 км.

Несколько западнее южной части Карашора, параллельно ему и отделяясь узким увалом высотой до 132 м, на уровне 32 м лежит вторая, значительно меньшая Баадинская впадина, открывающаяся к Узбою. Она почти не засолена и представляет собой территорию узбойских разливов периода его верхней террасы. Характерно, что отделенная в ту эпоху перемычкой шириной менее 4 км впадина солончака Карашор и тогда совершенно не затоплялась водами Узбоя и, если и переживала озерную стадию, то лишь крайне кратковременную, связанную с проникновением фильтрационных вод. Несомненно, что эта котловина, возникшая первоначально на месте флексуорообразного или антиклинального изгиба, в значительной мере углубилась после накопления плиоценовых песков Учтаганкумов. Формирование этой впадины, заложенной преимущественно в толще песчанистых глин нижнего мела, возможно, связано с расщеплением слегка соленых глин солончаковым процессом до состояния тонкой пыли и удалением ее ветром.

Впадина Кум-Себшен (рис. 101, III₁₁) представляет собой уменьшенный аналог Карашора, с тем лишь различием, что форма ее не прямолинейная, а дугообразная. Под воздымающимися здесь на 140—240 м чинками Устюрта расположен узкий окаймляющий обрыв солончак на уровне 21—25 м ниже поверхности моря. Аналогично пескам Учтаган, лежащим к западу от котловины Карашор, в Кум-Себшене, к юго-западу от солончака, расположен песчаный массив, поднимающийся частично на южный борт котловины. Эти пески, несомненно, являются продуктами выветривания нижнемеловых отложений, слагающих борта котловины.

ЮЖНО-МАНГЫШЛАКСКОЕ ПЛАТО И УСТЮРТ

В пределы Туркмении входят: а) прикарабагазский край Южно-Мангышлакского плато (рис. 101, I₁); б) южная часть обширной замкнутой впадины Карын-Ярык и перемычка, соединяющая Южно-Мангышлакское плато с Устюртом и отделяющая впадину от Кара-Богаз-Гола (рис. 104, I₂); в) два участка южной окраины плато Устюрта — прикарабагазский и приузбойский (рис. 101, II₁). Кроме того, по чинку Устюрта проходит северная граница республики, к востоку от Сарыкамьшской впадины (рис. 101, II₂). Эти районы представляют собой окраину обширного плато, разделенного образовавшимися позднее котловинами.

Рельеф этого плато является непосредственным отображением геологического и тектонического строения и обусловлен тремя факторами: 1) поверхность плато в общих чертах представляет собой пластовую поверхность известняков преимущественно сарматского возраста; 2) пологие наклоны плато, обычно незаметные для глаза, но обуславливающие значительные различия высот в пределах от 60 до 370 м, являются результатом слабых пластических и, повидимому, частично дизъюнктивных дислокаций; 3) стратиграфические особенности, а именно залегание малоподатливых для эрозии известняков на толще песков и глин, обуславливают преобразование абразионных, пликативных и дизъюнктивных окраин плато в резкие пустынно-денудационные уступы — чинки, увенчанные недоступными вертикальными и местами нависающими обрывами.

Однако современная поверхность плато не является первичной поверхностью, сохранившейся со времени выхода сарматских известняков из-под уровня моря, а претерпела существенные изменения.

Во-первых, известковистые породы, покрывающие это плато, оказались местами уже снесенными. В силу этого поверхность плато оказывается только лишь в общих чертах пластовой, а во многих местах срезают пласты под весьма пологими углами, измеряемыми долями градуса. В результате верхним слоем оказываются различные горизонты среднего и нижнего сармата и местами мзотиса.

Во-вторых, при этом плоскостном сносе отдельные места уцелели от уничтожения и сохранились в виде плосковершинных гор-свидетелей и мелких холмов. Такие останцовые возвышенности называются по-казахски «турткуль», откуда самый тип рельефа получил название «турткулевого». В пределах туркменской части Устюрта турткули немногочисленны, обычно имеют пологие склоны и редко обрамлены чинками. Высота их чаще всего не превышает 10 м, но доходит и до 40 м (на Южно-Мангыш-лакском плато).

В-третьих, при сносе появились места локальноуглубленного удаления пород, где образовались либо мелкие «степные блюдца» — бидаяки, диаметром в несколько метров, либо пологие западины с такырными днищами в несколько сот метров в поперечнике, либо глубокие котловины, размеры которых измеряются километрами. Крайним проявлением такого переуглубленного удаления пород в прилегающей к Туркмении части Устюрта является котловина Карын-Ярык, отгороженная от Кара-Богаз-Гола барьером коренных пород, имеющим минимальную высоту в 116 м над заливом. Эта котловина никогда не соединялась с морем и не могла быть образована ни речной эрозией, ни карстовыми процессами.

В-четвертых, поверхность плато местами подверглась консервации типовыми корадами, происшедшими в результате пустынного инсоляционного выпотевания горной влаги и накопления слоя туфовидного гипса «бозынгена». Громадная влагоемкость этого гипсового панцыря приводит к полному впитыванию осадков и «бронированности» таких участков от эрозии; относительная плотность его (бозынген с трудом раздавливается пальцами) предохраняет и от развевания, в силу чего бозынгеновые участки всегда несколько возвышаются над общим уровнем плато.

В-пятых, поверхность плато местами, в районах распространения водонепроницаемых слоев и больших первичных уклонов, подверглась линейной эрозии, в результате которой образовались мелкие рытвины и овраги. Последние не могли, однако, служить путем уноса значительной толщи горных пород за пределы плато не только в силу своей малой распространенности, но и потому, что подавляющее большинство их заканчивается слепо во внутренних западинах и впадинах плато.

В процессах моделировки современной поверхности этих пустынных плато играли роль не столько эрозионные процессы, крайне ограниченные в пределах Устюрта, сколько сложные процессы пустынной денудации, особенно интенсивно проявившейся в период, когда современные известняки представляли собой несцементированные рыхлые накопления ракушечников и оолитов. При этом физико-химические процессы доводили эти рыхлые осадки до пылевидного состояния, а ветер удалял их в сторону Каспийского моря и Кара-Богаза-Гола, куда и сейчас направлены господствующие ветры. В современную эпоху наблюдается ослабление этого процесса, в силу чего эоловое удаление мелкозема происходит лишь из котловин, а на уплотненной поверхности плато, покрытой

кустарниково-травянистой растительностью, происходит весьма медленная аккумуляция супесчано-глинистого наноса. Последний выносится с востока, со стороны песков, и образует на Устюрте покров мощностью до 1,5 м, резко отличающийся по минералогическому составу от коренных толщ.

На сложность истории формирования рельефа Устюрта указывает и то, что в прикарабагаской его части Б. А. Федоровичем в 1931 г. была встречена древняя балка, выполненная красноземными осадками, которые могут быть отождествлены лишь с верхнеплиоценовыми субтропическими осадками. Свидетелем особых, не свойственных пустыне процессов рельефообразования являются также широко распространенные и классически выраженные лабиринты и ступенчатые оползни, образовавшиеся в период максимального оледенения Русской равнины и с тех пор никогда больше не оживавшие (Федорович, 1946). Эти оползни известняков сармата по глинам олигоцена широко встречаются по всему мангышлакскому побережью Каспия и Кара-Богаз-Гола, но особое развитие приобретают они на восточном берегу последнего, где их образование облегчалось пологим наклоном слоев. Местами, между оползнями и на них, встречаются узкие ступени пяти валунно-галечных морских террас, лежащих в зависимости от районов на разных высотах, при максимальной абсолютной высоте 45 м.

СЕВЕРНЫЕ (ЗАУНГУЗСКИЕ) КАРАКУМЫ, УНГУЗ И САРЫКАМЫШСКАЯ ВПАДИНА

Два соседних геоморфологических района Северной Туркмении — Заунгузье и Сарыкамыш — геотектонически едины, но различно проявившиеся последние эпейрогенические и тектонические движения привели к тому, что весь ход развития рельефа в течение самого конца плиоцена и всего четвертичного времени оказался иным в каждом из этих районов. В связи с этим рельеф и ландшафт их резко различны.

Северные или Заунгузские Каракумы (иначе Заунгузье) представляют собой плиоценовую аллювиальную равнину, рельеф которой переработан позднейшими процессами (рис. 101, IV₁). Эта слегка наклоненная на север равнина приподнята над окружающими равнинами и с трех сторон ограничена обрывами — чинками, вследствие чего ее назвали «Заунгузским плато». Но, с одной стороны, поверхность этой области так глубоко и дробно расчленена, а с другой — на севере она настолько постепенно сливается с Хорезмской низменностью, что определение этого района как плато неправомерно.

Унгуз, от которого Заунгузские Каракумы получили свое название, является цепью солончаковых впадин, ограничивающих эту равнину с юга (рис. 101, IV₂). Представления о речном происхождении этих впадин были развеяны нивелировками и специальными геоморфологическими исследованиями 1930 г. (Геллер, 1934а, г, 1937в, 1940а; Федорович, 1934в), показавшими, что Унгуз представляет собой цепь разнообразных по величине и форме замкнутых впадин, отграниченных одна от другой перемычками и широкими участками коренных пород, возвышающимися до 40 м над дном впадин. Впадины Унгуза в продольном направлении не дают единого уклона, залегая на разных уровнях ступенеобразно; нередко наблюдаются участки по 125 и 150 км без уклона либо с обратным уклоном тому, который должен был бы образоваться при речном происхождении.

Эти впадины являются типичными пустынными предчинковыми котловинами, в формировании которых совместную роль играли процессы местного поверхностного стока, солевого распыления коренных пород и золотого удаления пыли, особенно с поверхности пухлых солончаков. Расположение впадин, очевидно, обусловлено тектонической причиной — наличием пологой Унгузской флексуры, приподнявшей Заунгузье над поверхностью Центральных (Низменных) Каракумов. Форма котловин связана как с образованием ветровых завихрений под чинками, так и с распределением сносимых со склонов солей, обеспечивающих материал для дефляции. Следует подчеркнуть, что на одной из стадий развития Унгуза незначительная часть его котловин затоплялась водами и заносилась наносами пра-Аму-Дарьи. На востоке Заунгузье постепенно опускается к Центральным (Низменным) Каракумам; в таких участках Унгуз совершенно прерывается, а пра-Аму-Дарья проходила значительно южнее.

Чинки Унгуза, имеющие относительную высоту от 40 до 75 м над дном впадин, обнаруживают три типа расчленения: 1) слабо расчлененные высокие крутые склоны, распространенные в центральной и западной частях Унгуза и связанные с более глинистым типом разреза слагающей его толщи; 2) сильно расчлененные склоны, образующие вследствие наличия многочисленных межкыровых понижений бахромчатые или сильно лопастные формы, вырабатывающиеся в почти чистых песчаных толщах; 3) останцовый тип расчленения, распространенный в районе Кырк-Джубла (Серные бугры) и в приамударьинской полосе.

Поверхность Заунгузских Каракумов, особенно в наиболее приподнятой южной их части, представляет по существу типичный крупногрядовый рельеф. Гряды или кыры имеют высоту от 40 до 60 м, расстояния между их гребнями обычно равны 2 км. Межгрядовые понижения являются как бы зеркальным отображением гряд, но несколько более широким, чем последние; местами они перегораживаются менее высокими, чем гряды, узкими перемычками, местами сливаются с соседними понижениями.

По характеру рельефа гряды Заунгузья являются аналогом Бэровых бугров Северного Прикаспия и представляют собой как бы увеличенные гряды других районов Каракумов. Существенным отличием кыров от обычных песчаных гряд является уплотненность поверхности, зависящая от двух причин: а) участия в строении кыров коренных осадков плиоценовой толщи и б) наличия горизонтов новообразований, возникших после того, как эти гряды были уже сформированы. Такими горизонтами, как бы законсервировавшими местами этот рельеф, являются либо кремневые коры в виде пропластка кремней или горизонта окремненного песчаника, либо карбонатные горизонты в виде цемента песков или известковых стяжений. И те и другие образования при развевании содержащих их песков проектируются на месте, образуя щелбевую поверхность.

Характерной особенностью многих гряд-кыров является их двучленное строение: внутренняя часть их сложена горизонтально залегающими коренными породами, поверх которых лежит чехол желтых однородных песков, имеющих периклинальное залегание с крутизной наклона прослоев до 20°. Этот факт при наличии сцементированного верхнего слоя привел к тому, что (аналогично П. А. Православлеву по отношению к Бэровым буграм) П. С. Макеев (1932в) высказал предположение о тектоническом происхождении как заунгузских кыров, так и всех вообще крупных песчаных гряд. Этот взгляд полностью опровергается тем, что повсеместно по Унгузу прекрасно обнажена плиоценовая толща, залегающая горизонтально.

тально (не считая общего уклона к северу в пределах долей градуса) и не образующая никаких меридиональных складок. Вся сумма знаний о кыровых грядках Заунгузья, и в частности хорошо известная теперь их топография, позволяет утверждать, что они представляют собой типичный эоловый грядовой рельеф, наиболее древний на территории Каракумов.

На северо-восточной окраине Заунгузских Каракумов обособляется Питнякский район (рис. 101, IV₃), рельеф которого характеризуется наличием низких куэст, сложенных дислоцированными отложениями мелового возраста, и замкнутой впадины Султан-Санджар, дно которой занято соленым озером. На северо-западной окраине Заунгузские Каракумы постепенно снижаются и от них обособляется ряд останцовых возвышенностей — Эшеканкренкыр (рис. 101, IV₂), Зенгибаба, Кангакыр, Тарымкая и Тузкыр, которые на севере сближаются с возвышенностью Бутентау, обособившейся от Устюрта. Эта цепь платообразных возвышенностей, между которыми простираются такры Куныдарьинской или Присарыкамышской древней дельты Аму-Дарьи, как бы связывает Заунгузье с Устюртом и в то же время ограничивает долину Аму-Дарьи от лежащей на западе обширной Сарыкамышской впадины и связанной с нею и расположенной западнее впадиной Ассак-Аудан.

Сарыкамышско-Ассакауданская древнеозерная впадина (рис. 101, VI₇). Сарыкамыш, простирающийся в меридиональном направлении на 150 км и в широтном на 90 км, и впадина Ассак-Аудан, простирающаяся соответственно на 40 и 100 км, повсеместно несут следы пресного озера. Следы озера на периферии котловины являются галечные валы, полосы высоких белых дюнных песков, отличающихся и по составу и по рельефу от каракумских, и глубоко врезаемые у восточных берегов сухие русла прежних протоков Аму-Дарьи, заканчивающиеся дельтовыми конусами. На остальных пространствах такими следами являются обширные россыпи раковин пресноводных и солоноводных моллюсков, местами образующих банки, площадки, покрытые мучнистыми пепельно-белыми озерными осадками, в центре — ряд солончаков и соленых озер с залежами соли, местами образующими многоугольники растрескивания до 100 м в поперечнике.

Сарыкамышский озерный бассейн, возникший в период позднехвалынской трансгрессии Каспия, имел максимальный уровень в 58 м над уровнем океана и существовал как проточный водоем в течение времени отступления позднехвалынской трансгрессии, периода послехвалынской регрессии и начала новокаспийской трансгрессии. Все это время Сарыкамыш питался водами Аму-Дарьи и давал начало р. Узбою, впадавшей в Каспий сперва в районе Низменных Каракумов при высоком уровне моря, а затем при его снижении — у г. Красноводска (Кесь, 1939, 1952; Федорович, 1946). В момент зарождения стока из Сарыкамыша минимальное расстояние между ним и Каспием было около 200 км. Затем это расстояние постепенно увеличивалось как благодаря отступанию Каспия, так и вследствие регрессивного продвижения верховьев Узбоя. В этот период максимального стояния вода из Сарыкамыша перелилась через сниженную перемычку на Устюрте и заполнила впадину Ассак-Аудан.

Изменение направления течения Аму-Дарьи, нараставшей выпуклую дельту и повернувшей в сторону Арала, лишило Сарыкамыш притока воды и вызвало понижение уровня и сокращение бассейна. Поворот амударьинских вод произошел не сразу, а путем постепенного отмирания одних протоков, направлявшихся в Сарыкамыш, и возникновения новых.

текших в Арал. Отмирание протоков началось на юге Присарыкамьшской дельты и продвигалось постепенно на север.

Сарыкамьшское озеро по мере сокращения притока воды, а также усиленного испарения с его поверхности начало сокращать объем и постепенно засоляться. Когда горизонт воды снизился до отметок около 50 м, прекратилось течение по Узбою и связь с оз. Ассаг-Аудан; Сарыкамьш стал замкнутым. После этого шло довольно быстрое понижение уровня озера и врезание каньонов в низовьях впадавших в него протоков. Некоторая стабилизация уровня озера произошла на отметках около 0 м, что объясняется, очевидно, уменьшением в это время площади озера до таких размеров, что приток воды мог компенсировать испарение. Такая задержка уровня озера подтверждается распространением у подножий восточных склонов Сарыкамьша низких дельтовых равнин, накопленных протоками Даудана и Дарьялька на абсолютной высоте около 0 м. В это время оз. Сарыкамьш было уже настолько соленым, что в нем поселился моллюск *Cardium edule* L.

Дальнейшее усыхание Сарыкамьша привело к тому, что единое озеро распалось на несколько отдельных озер, занимавших лишь глубокие котловины в центре Сарыкамьша, дно которых залегает теперь на отметках 40—45 м ниже уровня океана. Прекращение притока воды по Дарьяльку привело к высыханию и этих отдельных соленых озер.

Археологические исследования позволили установить, что прекращение течения по Узбою, связанное с начавшимся понижением уровня Сарыкамьша, произошло 2—2,5 тыс. лет тому назад. Это подтверждается находками орудий человека каменного и бронзового века на террасах Узбоя и по берегу высокого Сарыкамьшского озера.

На основании исторических материалов выясняется, что в X—XI вв. Сарыкамьшского озера не было. Но в конце XIV в. произошел новый прорыв амударьинских вод в сторону Сарыкамьша с затоплением впадины до отметок 50—52 м. Крепость Зенгибаба, возведенная в XII в. на этих отметках в юго-восточной части Сарыкамьша, оказалась затопленной озером и погребенной под галечником, намытым береговыми волнами. По берегам озера начал селиться человек, возводя ирригационные сооружения и возделывая прилегающие земли.

Отсутствие следов жизни средневекового человека на побережье южных заливов Сарыкамьшского озера, а также то, что максимальные отметки озер не превышают уровня сливного горизонта воды у истоков Узбоя, позволяют считать, что в средние века сплошного течения скольконибудь значительного количества воды не было и лишь в моменты максимального подъема озера могло быть небольшое переливание воды в русло.

Следы поселений и оросительные системы на Сарыкамьше прекрасно сохранились, и изучение их позволяет установить (Толстов, Кесь и Жданко, 1954), что Сарыкамьшское озеро на отметках 50—52 м стояло недолго и в XV—XVI вв. снизилось до абсолютных отметок 10—15 м, а затем вновь поднялось до высоты около 30 м над уровнем океана. К началу XVII в. постоянный сток по Дарьяльку прекратился и озеро, постепенно засоляясь и понижая уровень, вначале распалось на несколько отдельных соленых озер, в которых вновь сильно размножился *Cardium edule* L., а затем высохло и превратилось в систему крупных мокрых солончаков, на дне которых залегает слой соли. Эти солончаки периодически покрываются водой за счет поверхностного стока атмосферных вод и подземного питания. Отдельные прорывы вод Аму-Дарьи

были и позднее. Последний крупный прорыв был в 1878 г.; он повысил уровень Сарыкамышских озер на 8 м (Гельман, 1879).

Таким образом, Сарыкамышская впадина в течение четвертичного и современного периодов затоплялась дважды, причем в обоих случаях воды образовавшихся озер вначале были пресными, затем засолились и в них селился солонowodный *Cardium edule* L. Этот моллюск появлялся в озерах тогда, когда они бывали абсолютно замкнутыми, поэтому попасть в озера он мог только пассивным путем. Вернее всего предположить, что *C. edule* был занесен сюда перелетными водоплавающими птицами, которые в колоссальных количествах зимуют и теперь в заливах Каспия между Красноводском и Гасан-Кули и летают вдоль Узбоя и Сарыкамыша на север.

НИЗМЕННЫЕ (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ И ЮГО-ВОСТОЧНЫЕ) КАРАКУМЫ

Три основные черты характеризуют эту обширную область Туркмении, протянувшуюся с востока на запад на 970 км при ширине от 60 до 300 км: 1) равнинность, благодаря которой высота местности крайне равномерно уменьшается от 330 м на востоке до 23 м на западе; 2) широкое развитие мощного покрова четвертичных осадков, из-под которого лишь по окраинам выступает покров плиоценовых отложений; 3) почти сплошное распространение переветренных ветром и обладающих своеобразнейшим эоловым рельефом песков.

Область эта, при всем своем единстве, генетически и ландшафтно подразделяется на несколько геоморфологических районов.

Древние и современные дельты Теджена (рис. 101, V₁). Теджен, в значительной мере используемый теперь для орошения в Иране, приносит мало воды на территорию СССР. Однако о мощности этой реки свидетельствует обширная область его древних и современной дельт, простирающаяся от пос. Серакса на юге к ст. Дорт-Кую и далее на север до 38°40' с. ш., затем на запад и юг к району Каахка. Эти дельты, сформировавшиеся в результате постоянной миграции реки, сложены песчано-глинистой толщей, на поверхности которой дальше от гор формируются преимущественно глинистые осадки с такырной поверхностью, а ближе к горам — лёссовидные суглинки.

Обширные области сплошных такырных поверхностей северо-западных окончаний дельты Теджена покрыты в современный период системой многочисленных узких и длинных песчаных гряд. Песчаные гряды, в зависимости прежде всего от возраста, имеют различную высоту и на молодых террасах Теджена не превышают 2—3 м, достигая на древних участках 20—30 м; лишены песков лишь области современной аккумуляции, а именно Серакская дельта и нижняя дельта Теджена, широко используемые для полуророшаемого земледелия.

Древние и современная дельты Мургаба (рис. 101, V₂). Аналогично дельте Теджена, современная дельта Мургаба, охватывающая оазисы гг. Мары, Байрам-Али и Иолотань, занимает лишь незначительную часть площади более древних наносов Мургаба, охватывающих всю территорию между г. Иолотань на юге, ст. Уч-Аджи на востоке, колодцами Чешме и Ханкую на севере и северо-западе и ст. Дорт-Кую на западе. В отличие от дельты Теджена, где преобладают такыры, дельты Мургаба, наоборот, почти лишены последних и, обладая чисто песчаным составом осадков, повсеместно покрыты сплошным эоловым

рельефом различной высоты, наиболее расчлененным на древних террасах. Более песчаный состав отложений Жургаба привел к тому, что область его дельт сравнительно невелика, но зато более интенсивно нарастала кверху и обладает не только значительной мощностью осадков (до 140 м), но и резко выраженным в поперечном направлении выпуклым строением, в то время как дельта Теджена, где воды меньше терялись в результате фильтрации и легче разливались по глинистой равнине, не только более обширная, но и более плоская (Федорович, 1947).

Собственно Низменные Каракумы (рис. 101, V₃). За вычетом дельтовых областей Теджена и Мургаба, на долю собственно Низменных Каракумов остается полоса шириной от 60 до 200 км; длина этого района, принятая в 970 км, является условной, так как исключены его восточная (афганская) часть и западная, расположенная в пределах Прикаспийской низменности. Характерной особенностью территории является стратиграфическое единство ее построения из однородной толщи нижнечетвертичных песчаных осадков, подстилаемых плиоценовыми отложениями, выходящими на поверхность лишь на северном борту и на юго-востоке. Этот район является аллювиально-дельтовой равниной древней пра-Аму-Дарьи, протекавшей в нижнечетвертичное время по территории Низменных Каракумов.

С аллювиальным происхождением этой песчаной пустыни связаны и основные черты ее макрорельефа. Непрерывный пологий продольный уклон от границ Афганистана до Каспия почти точно совпадает с уклоном современной Аму-Дарьи. Аналогично выпуклому строению современной долины Аму-Дарьи, несущей громадные количества наносов и постоянно наращающей толщи аллювия, Каракумы в поперечных направлениях тоже имеют выпуклое строение. Выходы глинистых прослоев в песках под влиянием пустынных почвообразовательных процессов образуют своеобразные площади такыров с водонепроницаемым, очень плотным в сухом виде поверхностным горизонтом, растресканным на характерные шашки 4—5—6-угольной формы размером 8—12 см в поперечнике.

Производившие в основном аккумулятивную работу протоки Аму-Дарьи, естественно, не смогли сохранить конфигурации своих постоянно заносившихся русел, тем более что поверхность песков и в период их аккумуляции и позднее подвергалась энергичным процессам перевевания. В результате следы бывшего речного происхождения Каракумов сказываются только в самых основных чертах макрорельефа и, как исключение, в мезорельефе. Так, например, можно лишь предполагать, что следами таких русел является полоса барханных песков Чаган в восточной, приунгузской части Каракумов, где В. В. Шумовым встречены руслообразные понижения, а также удлиненные солончаковые впадины так называемой Прикопетдагской линии шоров, очевидно образовавшиеся в результате развевания остатков русел последней стадии пра-Аму-Дарьи. В то же время микро- и мезоформы современного рельефа Низменных Каракумов, достигающие 30 м относительной высоты и крайней густоты расчленения, обязаны своим формированием последующим процессам золового перевевания.

Карты форм рельефа песков, составленные Б. А. Федоровичем по материалам аэрофотосъемок, литературным данным и личным наблюдениям, как наземным, так и с самолетов (см. изданные в 1941—1946 гг. листы топографических карт в масштабе 1 : 1 000 000), и сопоставление этих карт с данными метеорологических станций по режиму ветров показывают, что рельеф песков является точнейшим отображением не

только направлений и силы господствующих ветров, но и их режима в целом и процессов внутренней динамики движения воздушной массы (Федорович, 1940а, в, 1950а).

Как уже говорилось выше, рельеф песков при прочих равных условиях (определенных режимах и скоростях ветров, сыпучести и закреплённости песков) является тем больше расчленённым, чем дольше он образуется, благодаря чему в нем легко распознаются возрастные (стадиальные) различия. Исключение имеется в Юго-Восточных Каракумах, где пески благодаря выносам р. Аби-Кайсар уплотнены илистыми фракциями и слабо расчленены.

Основными формами рельефа песков, развитыми почти повсеместно в Низменных Каракумах, являются вытянутые вдоль направления ветров полужакопленные песчаные гряды и аналогичные им клиновидные барханы. Их направления отвечают линиям ветровых токов, а расположение показывает, как ветры, дуящие в течение всего года от гребня азиатского максимума барометрического давления (оси Воейкова) на юг, в сторону меньшего давления, отклоняются Копет-Дагом и расчленяются на два потока: юго-восточный, направленный в основном вверх по долине Аму-Дарьи, и юго-западный, прорывающийся через Балханский и Данатинский коридоры в сторону Каспия, где он отклоняется морем на юг и юго-восток (Федорович, 1948в).

Наряду с продольными грядами местами, особенно в Юго-Восточных Каракумах, встречаются поперечные к направлению ветра барханные цепи оголенных песков или неправильные, широкие и разорванные гряды полужакопленных песков. Исследования Б. А. Федоровича показали, что по существу и те и другие формы рельефа едины и ориентированы в направлении равнодействующей ветров. Но так как в Юго-Восточных Каракумах, помимо основных северных ветров, в зимний сезон дуют ветры с гор, с юго-востока, то равнодействующая их ориентируется на юго-запад, как бы перпендикулярно обоим направлениям ветров. Эти поперечные формы крайне неблагоприятны для растительности и поэтому обычно оголены. Аналогом их, при наличии двух противоположных ветров, но преобладании одного над другим являются лунковые формы полужакопленных песков.

В тех районах, где схождение ветров перед орографическими преградами создает инверсионные восходящие токи при отсутствии преобладания ветров какого-либо одного направления, формируются ячеистые формы полужакопленных песков или чешуевидные формы барханных песков.

Наличие в Низменных Каракумах, помимо господствующих ветров северных румбов, воздушных потоков иных направлений приводит к тому, что здесь преобладающей формой рельефа является грядово-ячеистая. Наличие же в атмосфере завихрений различной величины обуславливает на одной и той же территории закономерное сочетание более мелких гряд, расстояние между которыми равно 100—150 м, с более крупными, расположенными одна от другой на расстоянии 1 и 2 км, т. е. на том же расстоянии, что и крупные гряды Заунгузских Каракумов.

Западный Узбой (рис. 101, V₃^н). По стыку Заунзбойского складчатого района и Низменных Каракумов проходит пологое понижение, на месте которого располагались заливы апшеронского, бакинского и хвалынского морей.

В послехазарское время пра-Аму-Дарья, заполнив свое русло песчаными наносами, повернула на север, пропилила поднимавшиеся в это

время Заунгузские Каракумы и начала изливаться свои воды в котловины Арала, Сарыкамыша и Ассак-Аудана. Заполнив эти котловины, воды Аму-Дарьи, уже в эпоху, непосредственно следующую за максимумом позднехвалынской трансгрессии, стали стекать на сторону. Они дали начало новой реке — Узбою, которая направилась из южной части тогдашнего пресного Сарыкамышского озера на юг и юго-запад и стала впадать в Балханский, а частично и в несохранившийся «Хивинский» залив Каспийского моря.

За короткое время своего существования эта река, несшая примерно в 10 раз меньше воды, чем Аму-Дарья в Арал, успела пропилить глубокую долину, узкую, с врезанными до 60 м вглубь меандрами в районе распространения акчагыльских и сарматских известняков и широкую (до 5 км) в районах распространения четвертичных песчано-глинистых толщ. Долина и русло этой высохшей ныне реки сохранились до наших дней. В местах пересечения рекой известняков у молодых поднятий у колодцев Куртыш и Бургун, где Узбой образовывал водопады, сохранились не только пороги, но и озера на месте выдолбленных под водопадами эрозионных котловин глубиной до 23 м относительно порога водопада. В нижней части долины, где она врезается глубже уровня грунтовых вод, русло и старицы Узбая заполнены почти сплошными озерами преимущественно соленой воды или солевыми залежами; русло нигде не пересыпано песками.

Есть исторические сведения, что Узбой существовал еще в средние века, но два обстоятельства заставляют относиться с осторожностью к этому суждению: во-первых, слишком большая мощность солевых накоплений, достигающая в русле 6—8 м, а на отдельных переуглубленных участках русла и значительно больше; во-вторых, то, что русло Узбая успело, повидимому, тектонически деформироваться (в самом верхнем течении, у горы Кугунек, оно приподнялось на 10—12 м выше того положения, при котором был возможен сток из Сарыкамышского озера). Вполне вероятно, что это поднятие продолжается и в наши дни¹, так как инструментальные нивелировки 1881 г. (А. И. Глуховского) и 1953 г. («Сазгипровод») именно на этом участке разошлись на 2,8 м (Кесь, 1939).

Келифский или Восточный Узбой (рис. 101, V₃⁶). В самой юго-восточной части Каракумов, на границе с Афганистаном, имеется в песках ложбина, носящая тоже название Узбой. В отличие от Западного, Келифский Узбой не представляет собой хорошо проработанной речной долины. Прежнее предположение о том, что это одно из староречий Аму-Дарьи, до сих пор не доказано конкретными материалами. Правда, эта ложбина расположена на 10—20 м ниже Аму-Дарьи и находится на низкой амударьинской террасе, но сама по себе она слишком узка, чтобы вместить воды Аму-Дарьи. Несомненно лишь, что она даже в исторический период в верхней своей части неоднократно заполнялась паводочными водами небольшой р. Балх, текущей с Паропамиза. Последний раз воды Балха прорывались сюда в 1908 г.

Геоморфологически Келифский Узбой еще недостаточно изучен. Можно лишь высказать предположение, что после ухода Аму-Дарьи с этой террасы на поверхности остались понижения; к ним подтягивались фильтрационные воды, испарение которых обусловило образование солон-

¹ Наличие молодого поднятия у горы Кугунек не подтверждается данными последних исследований А. А. Ямнова, Д. А. Туголесова и др. — *Прим. ред.*

чаков, а развевание привело к формированию расширенных, изолированных и сильно переуглубленных замкнутых котловин. Характерно, что одна из них, расположенная всего лишь в 3,5 км от берега Аму-Дарьи, залегает на 36 м ниже уровня реки.

Такие изолированные солончаковые впадины, разделенные часто десятками километров возвышенных песков, прослеживаются почти до ст. Репетек, но уровень их совершенно не соответствует прежнему положению Аму-Дарьи. Данные аэрофотосъемки показывают, что никакого древнего русла в рельефе Юго-Восточных Каракумов, доходящего до железной дороги, не сохранилось. Лишь в наиболее восточной части Юго-Восточных Каракумов воды Балха, прорвавшиеся, очевидно, значительно позже, проработали ложбину, получившую название Келифского Узбоя.

Прикопетдагская подгорная наклонная равнина (рис. 101, VIII₁₋₂). На юге аллювиальная равнина Центральных Каракумов сменяется наклонной пролювиальной равниной, окаймляющей северное подножие Копет-Дага и вытянутой вдоль гор на всем их протяжении в 600 км. Эта равнина имеет ширину от 10 до 30 км; на севере она резко ограничена областью песков. Близ подножья гор она сложена щебнисто-глинистым субстратом, севернее мелкоземом, образующим на поверхности либо сероземные почвы, либо сплошные такыры. Северная граница подгорной равнины не везде совпадает с границей песков. В современный период пески надвинуты на нее к югу и зона такырных разливов копетдагского стока ограничена на севере аэродинамической гранью между движущимися с севера песками и подгорным «жолобом выдувания», обусловленным отражением ветров Копет-Дагом.

Подгорная равнина образует один из древнейших культурных оазисов, где хлебопашество и животноводство применялись за 4—5 тысячелетий до нашей эры (Аннау).

ДОЛИНА АМУ-ДАРЬИ

Начинаясь с высокогорного Памира, Аму-Дарья вступает в пределы Туркмении между г. Термез и ст. Келиф, на участке, где к реке подходят отроги одного из окраинных хребтов Памиро-Алая — Кугитангтау. Близ Келифа река пропиливает короткие скалистые ворота и вырывается на равнины Туркмении; на протяжении всего дальнейшего пути до Арала она не получает ни одного притока, но усиленно теряет свои воды не только на орошение и испарение, но и на фильтрацию в рыхлые, преимущественно песчаные толщи, по которым она протекает почти по своему своему пути (рис. 101, VI₁).

При ширине русла от 400 м до 1,5 км ширина долины Аму-Дарьи на протяжении около 500 км до Дейнау изменяется от 3—5 км вверх до 12—17 км вниз. Аму-Дарья течет здесь в толще серых песков, являющихся ее более древними наносами, и по отношению к окружающим равнинам углублена всего лишь на 2—6 м. Близ г. Чарджоу Аму-Дарья подмывает останцовую возвышенность Сундукли, сложенную из плиоценовых слегка уплотненных континентальных песчаных толщ, но это мало сказывается на конфигурации долины.

Мутные воды Аму-Дарьи, несущие как илистые взвешенные наносы, так и громадное количество влекомого по дну песка, постоянно загромождаются нарастающими в одних местах и размываемыми в других островами и отмелями. Процесс аккумуляции этих наносов настолько интенсивен, что русло, обрамленное лишь узкими прибереговыми бровками,

расположено выше окраинных участков незатопляемой поймы. В связи с тем что Аму-Дарья обладает весенне-летним многоводьем, совпадающим с тем периодом, когда вода нужна для орошения, значительная часть незатопленной поймы издавна используется здесь для самотечного орошения, образуя узкий, но почти непрерывный оазис, резко обособленный от соседних барханных полей.

В 7 км ниже Дейнау Аму-Дарья входит в иной по строению участок, на протяжении 400 км которого она пересекает Заунгузское поднятие. Долина Аму-Дарьи здесь типично эрозионная; она врезана на глубину 40—60 м и даже более. Русло реки часто занимает большую часть днища долины, подмывая то один, то другой берег, а появляющаяся здесь тугайная, т. е. поросшая кустарниково-древесной растительностью, I (аккумулятивная) терраса сохраняется в виде узких полос и лишь в нескольких местах, где река срезала свои прежние излучины, образует расширенные тугаи, используемые под посевы.

На склонах плато местами имеются ступени, описанные П. С. Макеевым (1937а) как эрозионные террасы, но, по исследованиям М. К. Граве в 1946 г., оказавшиеся чисто структурными, обусловленными выходами плотных слоев. Очевидно, прорезывание Аму-Дарьей поднимающейся платформы Заунгузских Каракумов происходило так быстро и настолько однородны были климато-гидрологические условия, что оно не сопровождалось террасообразованием. Однако на прилегающей к Аму-Дарье части Заунгузья имеется неглубоко врезанная древняя эрозионная терраса.

Относительно однородное строение долины Аму-Дарьи в районе этого поднятия лишь дважды нарушается при пересечении тектонических структур, образуя теснины Дульдуйль-Атлаган и Тюя-Муюн. В районе последней река образует длинную и крутую излучину и затем вырывается на равнину, в район своих дельт.

Ниже этой излучины располагаются низовья Аму-Дарьи, где река слагает пять последовательно формировавшихся дельт, из которых в пределах Туркменской ССР расположены лишь две: западная половина Хорезмской и вся Кунядарьинская (Присарыкамьшская).

Расположенная выше всех по течению Хорезмская дельта (рис. 101, VI₃) является наиболее древней, но, благодаря вмешательству человека, до сих пор остается функционирующей. Объясняется это тем, что только в ней, как в наиболее приподнятой и наиболее песчанистой из амударьинских дельт, условия дренажа самые благоприятные и борьба с засолением почв дает устойчивые результаты. Таким образом, исключительно благодаря постоянному вмешательству человека район этой дельты приподнимался в среднем не менее чем на 2 м в тысячелетие. Район Хорезмской дельты в Туркмении имеет полого-выпуклое строение и покрыт густой сетью выведенных из реки самотечных каналов, сбрасывающих остатки своих вод в обрамляющие оазис с юга и запада солончаки.

Район Кунядарьинской (Присарыкамьшской) древней дельты, третьей по времени образования (рис. 101, VI₆), превратился сейчас частично в область мелкокучевых песков, а в основном — в сплошное такырное пространство, поверхность которого хранит на себе многочисленные следы былой культуры в виде следов ирригации и остатков поселений с IV—V вв. до нашей эры до XIX в. нашей эры. Помимо следов искусственных каналов, в районе Кунядарьинской древней дельты имеются естественные древние русла, по которым воды Аму-Дарьи текли в Сарыкамьшское озеро. Таковы Дарьялык (Куня-Дарья) на севере,

ДAUDAN в центральной части, Чермен-Яб и Тони-Дарья (Канга-Дарья) на южной окраине. Эти староречья проходят от современного русла Аму-Дарья почти на 200 км на запад, заканчиваясь на берегах несуществующего ныне Сарыкамышского озера. Во время ледяных зажоров и наводнений, когда река прорывает сдерживающие ее дамбы, воды ее устремляются и теперь в староречья и иногда доходят до Сарыкамыша.

ПРИКАСПИЙСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ

Двумя узкими коридорами, расположенными между Копет-Дагом и Малым и Большим Балханами, Низменные Каракумы связываются с генетически единой с ними Прикаспийской низменностью. Эта приморская низменность, вышедшая из-под уровня моря лишь в четвертичное время, кажущаяся совершенно плоской и раньше разделявшаяся по субстрату на глинистую и песчаную части, фактически достаточно разнообразна; она крайне интересна по своему микро- и мезорельефу и разделяется на ряд подрайонов.

Солончак Кёлькор (рис. 101, VII₁) представляет собой древний участок выдувания, заполненный сначала морем, а позднее — пресным озером, питавшимся водами Узбоя. После прекращения стока по Узбою он вновь был покрыт водами Каспия, где еще в 1826 г. военные топографы производили гидрографические промеры. Ныне это сухой солончак, на котором более полувека добывается каменная соль.

Бывший п-ов Дарджа (рис. 101, VII₂), отделенный с севера еще в 1934 г. высохшим теперь Балханским заливом, а с юга также исчезнувшим в связи со снижением уровня Каспия (на 1,87 м к 1940 г.) Челекенским проливом. Эта безводная песчаная пустыня обладает оригинальным рельефом ветвисто сходящихся к югу и полукругло изогнутых песчаных гряд, в образовании которых основную роль играют воздушные потоки, спускающиеся с Красноводского плато.

Пески Дарджикум (рис. 101, VII₄), расположенные южнее Дарджи, обладают совершенно иным рельефом слагающих их барханных песков. В образовании их рельефа играют роль ветры, дующие осенью и зимой из холодной пустыни через Балханский «коридор» к теплему морю, а весной от холодного моря к раскаленной пустыне. Сезонная смена этих ветров, из которых восточный сильнее западного, приводит к формированию перпендикулярных им крупных барханных цепей или увалов, сложенных «комплексными барханными куэстами». У этих «куэст» наветренный восточный склон, длинный и пологий, покрыт как бы чешуей из обычных барханных цепей, подветренный единый склон осыпания крутизной в 33° имеет по вертикали высоту 50—60 м, а расстояние между гребнями таких «мегабарханов» колеблется от 1 до 2,5 км.

Полуостров Челекен (рис. 101, VII₃), бывший до 1936 г. островом, является молодым, если не современным тектоническим поднятием, антиклинальная брахискладка которого разбита многочисленными продольными и радиальными разломами. При максимальной высоте всего 87 м над океаном рельеф Челекена крайне разнообразен; он состоит то из платообразных возвышенностей, то из куэст, то из котловин, то из оврагов и других эрозионных форм. Западная оконечность полуострова энергично разрушается морем, питающим в то же время две косы, отходящие от него на юго-восток и на северо-восток. Окраины его сложены низкими песками и солончаками. В обширные котловины выдувания

спускаются многочисленные соляные выпуклые русла «акары», аккумулярующие на своей гигроскопически влажной поверхности переносимые ветром пыль и песок. По своеобразию и динамичности своей природы Челекен вполне заслуживает организации на нем заповедника.

Пески Кызылкумы (приморские) и Сайнаксак. Несмотря на непосредственное соседство, оба эти песчаных массива совершенно различны и по рельефу и по ландшафту. Кызылкумы, расположенные вдоль южной окраины Келькора, аэродинамически едины с Дарджикумами и обладают лишенными дернового покрова гигантскими барханными скоплениями, образующими в ветровой тени Малого Балхана вогнутые на запад дуги. Лишь на восточной окраине они сменяются прямолинейными грядами северо-восточного простирания, выходящими из Балханского «коридора» и сложенными уплотненными песками. Пески Сайнаксак (рис. 101, VII₆) образуют исключительно грядовый рельеф, часто с дерновым покровом. Их гряды сформированы ветрами, выходящими из Данатинского «коридора» на юго-запад, но под влиянием отклоняющегося воздействия Каспийского моря, обычно более прохладного, чем суша, изменяющими направление на юго-восток и восток, в сторону долины Атрека. Соответственно с этим гряды Сайнаксак описывают на равнине геометрически правильные полукруги длиной до 120 км. Южные окончания этих гряд, надвигающиеся на глинистую равнину, оголенные, высокие и широко расставлены одна от другой.

Подгорная такырная равнина (рис. 101, VII₉). Западные окончания Копет-Дага сложены в значительной мере глинистыми толщами палеогена, легко размываемыми и выносимыми в большом количестве на прилегающую с запада низменность даже редкими в пустыне дождями. В результате вдоль подножий западных отрогов Копет-Дага, более низких, но имеющих длинную водосборную сеть, образовалась более широкая полоса подгорного пролювиального выноса, чем это наблюдается вдоль северных его подножий. Эта пролювиальная наклонная равнина в верхних частях щебниста, пропилена многочисленными врезанными руслами и представляет слившиеся в единый шлейф конусы выноса.

Дальше на запад русла теряются, частично объединяются и равнина покрывается сплошными, тянущимися на десятки километров от гор такырами, лишь изредка прорезанными слегка углубленными руслами. Лишь одно из них — Гяурли — проходит по аэродинамически обусловленной дефляционной ложбине между Кызылкумами и песками Сайнаксак почти до моря. По другим руслам воды весной доходят до песков, и их разливы используются для орошения посевов пшеницы.

Древние и современная дельты Атрека (рис. 101, VII₃). Пограничная с Ираном р. Атрек, стекающая с Копет-Дага, образует в пределах приморской низменности обширную область древних и современной дельт, сложенных песчано-илистым материалом, частично покрытых сероземными почвами, частично такырами, преимущественно же солончаками, переходящими постепенно из дельтовых в чисто морские.

Наиболее древняя и возвышенная часть — Мессерианская равнина — донныне хранит следы существовавшей здесь до XIII в. ирригации. Более низко расположенные III и II террасы в различной мере засолены и обладают многочисленными «язвами дефляции» в виде сети замкнутых неглубоких котловин с более или менее плоскими днищами и резкими бровками; эти котловины занимают до 30—40% площади равнины.

Современная дельта Атрека невелика и в значительной мере заболочена. Над ее поверхностью резко возвышаются (на 20 и даже 30 м) длинные, широтно вытянутые, узкие, крутосклонные бугры. Эти бугры обычно считаются останцами размыва, но более вероятно, что они представляют собой образования, аналогичные Бэровым буграм Северного Прикаспия, т. е. являются эоловыми грядами, сформированными не только песком, но и детритусом, перенесенным ветром с приморских солончаков и сцементированным эти гряды.

Гасанкулийская прибрежная низменность образует полосу шириной до 20 км, протянувшуюся от пос. Гасан-Кули и дельты Атрека на север между берегом моря и песками Сайнаксак (рис. 101, VII₇). Эта намывная низменность лежит преимущественно на 2—3 м над средним многолетним уровнем Каспия и является его самой молодой террасой, образовавшейся в историческое время. В связи с молодостью рельефа низменность почти не расчленена, но повсеместно отделена от моря невысоким песчаным валом, образованным, в отличие от остальных песков Прикаспийской низменности, не терригенным материалом, а морским песком, состоящим преимущественно из современного ракушечного детритуса. Характерной особенностью прибрежной равнины является наличие на ней 9 действующих групп грязевых сопок, о которых будет сказано ниже.

Холмы Маша и Мешедкумы расположены восточнее Месерианской равнины (рис. 101, VII₁₀). Они вздымаются от 120 до 150 м над уровнем океана и образуют систему частично сливающихся и вновь разделяющихся, но в целом параллельных друг другу гряд, разделенных замкнутыми или открытыми удлиненными котловинами и ложбинами. Гряды ориентированы с северо-северо-запада на юго-юго-восток, имеют более пологие западные и крутые восточные склоны и сложены уплотненными песками. Есть основание считать, что они представляют собой древние плиоценовые или нижнечетвертичные грядовые пески, образовавшиеся на месте наиболее древней дельты Атрека. Направление гряд, выработанное ветрами при иной конфигурации берега, не вполне отвечает современным ветрам; это прекрасно прослеживается по направлению приклоненных к холмам с запада и севера молодых низких гряд песков Маша, сформированных на нижнехвалынских песках и вытянутых на юго-восток.

Рельеф грязевых сопок и нефтеносных структур. Одной из характернейших особенностей Юго-Западной Туркмении является наличие в ней грязевых сопок, выходов газа и специфических нефтяных структур. Рельеф этих эндогенных проявлений резко отличается на фоне плоских форм намывной низменности и, за исключением холмов Маша, воздымается над общим уровнем пустыни. Самой южной из грязевых сопок является расположенная в 5 км на север-северо-запад от Гасан-Кули группа сопок Кипящего Бугра (Кайнах), получившая свое название вследствие энергичного выделения газа из как бы кипящей воды кратера. Эти сопки выделяют густую грязь; склоны их пологи. Характерен по своей островершинной форме грязевой вулкан Белый Бугор (Акпатлаух), расположенный в 17 км севернее Чикишляра и достигающий 60 м высоты. О размерах этих явлений можно судить по тому, что в сопках Кеймир, кратеры которых расположены во впадине воронки оседания, диаметр одного из кратеров равен 85 м. Самым высоким действующим грязевым вулканом является Зеленый Бугор (Гекпатлаух), расположенный в 66 км севернее Гасан-Кули и подымающийся на 95 м над современ-

менным уровнем Каспия (68 м абс. высоты). Еще большей высоты достигает размытый и, очевидно, давно бездействующий бугор Гогран-Даг, расположенный в северной части песков Сайнаксак и, несмотря на размыв, воздымающийся на 107 м над Каспием (80 м абс. высоты).

В северной части района поднимаются возвышенности нефтяных структур, представляющих складки или купола, образованные мощными толщами плиоценовых песчано-глинистых осадков. Рельеф их, с одной стороны, отражает первичную тектоническую структуру, а с другой — сильно переработан под действием вод местного стока, разведением, подмывом морскими водами (Небит-Даг) и образованием кировых плато на месте бывших разливов нефти. К образованиям этого рода относятся горы Небит-Даг (45 м абс. высоты), Монжуклы (27 м), Сыртланли (117 м), Боя-Даг (143 м) и ряд других, менее сказывающихся в рельефе структур.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ГОРНЫХ ОБЛАСТЕЙ

КОПЕТ-ДАГ

Копет-Даг является молодым горным сооружением, воздвигнутым в результате наиболее поздних проявлений альпийской орогении. Основные черты его современного рельефа в значительной части созданы во второй половине плиоценового и в четвертичное время, на протяжении которых Копет-Даг испытал грандиозное поднятие, не закончившееся и поныне. Современный облик Копет-Дага тесно связан с его геологическим строением; главные геоморфологические зоны, протягивающиеся с юго-востока в северо-западном направлении, отвечают структурным особенностям хребта. К числу этих зон относятся: 1) зона южных средневысотных горных хребтов; 2) зона передовых скалистых хребтов; 3) западные отроги и предгорья; 4) зона северных складчатых предгорий и 5) предгорная равнина.

Зона средневысотных горных хребтов. Эти хребты, составляющие более глубокую часть Копетдагского пояса складчатости, полнее всего представлены на территории Туркменской ССР в западной половине Копет-Дага. Здесь зона состоит из ряда вытянутых в широтном направлении, преимущественно пологих антиклинальных хребтов и разделяющих их продольных синклинальных долин; среди последних наиболее крупной является долина Сумбара и его притока Чандыра. Характерной чертой рассматриваемой области является соответствие ее формы основным структурным элементам, обусловившим как распределение главных морфологических единиц рельефа, так и их строение.

Наиболее возвышенные, водораздельные пространства обычно сглажены благодаря развитию на них покровных лёссовидных суглинков. На склонах развиты куэстовые ландшафты, обусловленные частым переслаиванием мощных пачек нижнемеловых песчаников и глин (склоны хребтов Сюнт-Хосар-Даг, Курузун-Даг, Елликая, Палызан и др.). Аналогичный рельеф при соответствующих условиях формируется кое-где и среди верхнемеловых отложений. Пример — отпрепарированные эрозией горизонты крутопадающих плотных сенонских известняков, образующие высокие гребни.

Зона передовых скалистых хребтов. В передовой зоне Копет-Дага развиты наиболее устойчивые и крепкие породы осадочной серии, слагающей Копет-Даг, — неокомские известняки, образовавшие самые резкие, скалистые формы рельефа, свойственные Передовой цепи.

Тектоническая структура Копет-Дага находит полное отражение в морфологии его современного рельефа, чему способствуют также дизъюнктивные нарушения. Особенно крупная роль принадлежит Главному Копетдагскому надвигу, который является структурной границей между горной областью и складчатыми предгорьями.

В Копет-Даге резко бросается в глаза весьма значительное превышение хребтов Передовой цепи над низкими холмистыми предгорьями, причем северные склоны Передовой цепи обычно круты, труднодоступны и нередко имеют характер громадных ступенчатых обрывов высотой до 400 м и более. Это вызвано, с одной стороны, формой передовых антиклиналей Копет-Дага, которые представляют собой асимметричные, нередко опрокинутые складки, а с другой — наличием Главного Копетдагского надвига, в результате чего ядерные части Передовой цепи, сложенные плотными и устойчивыми неокосскими известняками, пришли в соприкосновение с молодыми рыхлыми глинистыми осадками предгорий.

Резкая асимметрия передовых антиклиналей наряду с тектоническими разрывами обусловила более интенсивный размыв северных крыльев складок. В результате водораздельные линии рассматриваемых хребтов постепенно переместились к югу и теперь значительно удалены от осевых линий антиклиналей. Почти все хребты Передовой цепи образованы в основном уцелевшими южными крыльями крупных антиклиналей. В тех местах, где шарниры складок испытывают временное погружение в вертикальной плоскости, образуются седловины, разделяющие отдельные хребты. Водоразделы этих седловин не несут на себе острых вершин; здесь развиты плоские поверхности и площадки, полого спускающиеся к югу и несомненно являющиеся следами былых уровней аккумуляции.

Западные отроги и предгорья. Область западного погружения Копет-Дага представлена зоной предгорий с увалисто-холмистым ландшафтом, сформировавшимся на развитых здесь рыхлых палеогеновых глинах. Без резких превышений она переходит в пролювиальную равнину, сливающуюся с Прикаспийской низменностью.

В западной оконечности Копет-Дага развиты также ландшафты, связанные главным образом со специфическими климатическими условиями горной Туркмении, — бедленды и адыры.

Бедленды характеризуются свойственной им инсеквентной, сложно ветвящейся долинно-овражной сетью, однообразием и почти полным отсутствием растительности. Они образуются в пределах полого лежащих сеноманских и сенонских глин и мергелей в бассейне рек Сумбар и Чандыр. Адыры отличаются более сглаженными формами и являются, повидимому, дальнейшей стадией развития бедлендов. Адырные ландшафты известны для площади палеогеновых глин, развитых в крайней западной части Копет-Дага; встречаются они и в предгорьях Восточного Копет-Дага, в рыхлых породах плиоценовых континентальных свит.

Безжизненные, безводные пространства западных предгорий Копет-Дага оживляются только изолированными бронированными синклинальными возвышенностями, сложенными морским миоценом и известняками акчагыла. Таковы горы Карагёз, Калаус, Кулмач, Узек-Даг и другие, резко выдающиеся на фоне сильно расчлененного холмистого рельефа окружающих палеогеновых глин и создающие своеобразные формы обращенного рельефа.

Зона северных складчатых предгорий. По общему характеру рельефа складчатые предгорья Копет-Дага могут быть названы мелкогорьем, чем подчеркивается восходящий ход их развития в четвер-

тичное время. Наглядным подтверждением этой особенности предгорий является наличие в их системе древних поверхностей аккумуляции с глубоко врезынными современными долинами, что указывает на недавнее поднятие, ведущее к омоложению рельефа и к его интенсивному расчленению; последнее и придает складчатым предгорьям облик мелкогогорья.

Сильное расчленение рельефа предгорий связано также с пустынным характером климата; отсутствие растительности в условиях пологого залегания и глинистого состава пород приводит к образованию густоразветвленных оврагов и рытвин. Однако эрозионная сеть предгорий не носит беспорядочного характера: все основные долины являются поперечными, глубоко врезынными. Наиболее типично мелкогогорье выражено в области развития акчагыльских пород и верхнеплиоценовой континентальной свиты (надакчагыльской), примерно между станциями Арчман и Кодж.

В зависимости от физико-химических свойств пород возникает тот или иной тип рельефа предгорий. Так, на значительных участках распространения рыхлых палеогеновых глин развиваются увалисто-холмистые ландшафты с мягкими округлыми формами и пологими выпуклыми склонами долин и оврагов (северные предгорья западнее Бахардена). В плиоценовых континентальных отложениях развивается так называемый «перистый рельеф», сопровождающийся «силовыми цирками» (Келятинская и Актепинская предгорные возвышенности). Наконец, в предгорьях широко распространены грядовый ландшафт, для которого особенно характерны гряды конгломератов карагауданской и надсарматской (казганчайской) свит. Конгломератовые пачки, отличаясь повышенной денудационной устойчивостью и сильной сгруженностью гальки, при крутом падении резко обособляются в рельефе.

К северу от зоны северных складчатых предгорий или, при отсутствии их, непосредственно к северу от хребтов Передовой цепи располагается Прикопетдагская предгорная равнина. Она сложена примыкающими друг к другу конусами выноса периодически действующих потоков — силей, которые, объединяясь в рельефе, образуют сплошной пролювиальный шлейф, опоясывающий Копет-Даг на всем протяжении вдоль его северо-восточной окраины. Основные морфологические особенности равнины: слабо волнистая поверхность и покатысть на север и северо-запад. В ней различаются прилегающая к горам наклонная щебнево-галечниковая часть и периферическая, слабо покатая часть, сложенная мелкоземами. В краевой части последней протягивается зона глинистых такыров и местами имеются солончаки.

Предмиоценовые складкообразовательные движения впервые создали горное сооружение на месте современного Копет-Дага. Повидимому, конгломераты и песчаники карагауданской континентальной свиты северных предгорий Центрального Копет-Дага являются типичными предгорными отложениями и связаны с денудацией этого «первичного» Копет-Дага. По крайней мере, в его восточной и центральной частях с этого времени навсегда исчезает морской режим, существовавший здесь на всем протяжении мелового периода и почти всего палеогенового времени.

В дальнейшей истории Копет-Дага можно выделить несколько фаз складчатости и денудации, периодически обновлявших его горный рельеф. Наиболее интенсивной фазе денудации отвечает огромная по мощности толща надсарматских конгломератов и песчаников (казганчайская свита), образовавшаяся в конце миоценового и начале плиоценового времени. Она свидетельствует не только о продолжительности континентального режима, господствовавшего в период ее отложения, но и об усиленной дену-

дации молодого, хорошо развитого и интенсивно расчлененного рельефа.

Накопление этой огромной (тысячечетровой) толщи грубообломочного материала, вероятно, происходило в условиях поднимающейся горной области при сопряженном прогибании области аккумуляции — предгорий, причем восходящие движения преобладали. Уже тогда передовые антиклинальные хребты были эродированы до их ядер — неокомских известняков; была снесена колоссальная толща палеогена, верхнего мела, альба и апта по северному склону Копет-Дага. Надсарматские конгломераты в предгорных грядях Центрального Копет-Дага почти нацело состоят из гальки неокомских известняков. Восходящий ход развития Копет-Дага в этот период ознаменовался крупным складкообразованием, в результате которого еще до акчагыльской трансгрессии указанные отложения были смяты в крутые и даже опрокинутые складки.

Во второй половине плиоценового времени акчагыльское море проникло в синклинальные понижения Западного Копет-Дага, разлилось вдоль северной полосы предгорий, испытавших опускание, и даже проникло через отдельные структурные понижения вглубь Передовой горной цепи. Но в конце плиоценового времени восходящие движения в Копет-Даге вновь стали преобладающими: море окончательно покинуло его, и поверх акчагыльских слоев стала накапливаться серия рыхлых обломочных отложений.

Собственно, в этот период и были заложены основы рельефа Копет-Дага в современном его виде. В результате мощной предчетвертичной фазы складчатости были сильно дислоцированы акчагыльские и надакчагыльские слои, а в сопутствовавшее ей поднятие хребта была вовлечена и его западная часть, на месте которой до этого в основном расстилалась лёссовая равнина. Последняя, бывшая областью аккумуляции продуктов сноса с возвышавшегося Центрального Копет-Дага, в основе своей представляла пенеплен более древнего, быть может даже миоценового, эрозионного цикла. К концу неогеновой эпохи относятся заложение наиболее крупных речных долин Западного Копет-Дага—Сумбара и Чандыра — и образование antecedentных долин, пропиливающих известняковые хребты Передовой цепи.

Прерывистый процесс формирования рельефа Копет-Дага в его новейшей стадии развития отразился в реликтовых поверхностях аккумуляции, представлявших былые аллювиально-пролювиальные равнины, которые окаймляли Копет-Даг в различные этапы его поднятия. Самые высокие из них, будучи затем перемещены в область современной денудации хребта, сохранились ныне в виде крупных останцов высокогорных плато или денудационных уровней.

В Копет-Даге известны, по крайней мере, три ясно выраженные высокие денудационные поверхности.

По данным И. И. Никшича (1926б), в Центральном Копет-Даге, где констатированы максимальные высоты, имеется высокогорное плато в пределах водораздельной части Гауданского хребта на отметках выше 2200 м. Повидимому, это наиболее древняя денудационная ступень из сохранившихся в советской части Копет-Дага.

Следующая денудационная поверхность отмечается И. И. Никшичем (1932) и позднее Н. П. Васильковским в водораздельной части хребтов Козлы-Даг, Емишалли и Елликая, где она известна под названием Коштамырской. Максимальные высоты ее достигают 1900 м (возвышенность Коштамыр) в области, тяготеющей к Нухурскому горному узлу. Она далеко прослеживается на запад в бассейне Сумбара и Чандыра, понижаясь

согласно с водораздельными площадями этой части Копет-Дага, но не распространяясь ниже высот 1130—1200 м. На западе, в наиболее пониженном ее окончании, она описана Г. И. Каляевым и М. П. Сукачевой под названием Палызанской поверхности. Характернейшей особенностью этой поверхности является повсеместное распространение на ней лёссовидных пород мощностью до 30 м, в верхней части чистых, палевого и розоватого цвета, а в нижней содержащих прослойки светлого пористого известняка или известковых стяжений. По данным И. И. Никшича (1932), эти лёссовидные породы дислоцированы, падая местами под углом 12—15° и участвуя иногда в дизъюнктивных нарушениях. Коштамырско-Палызанская поверхность древней аккумуляции срезает дислоцированные меловые отложения Копет-Дага вплоть до неокомских известняков, образующих ядра антиклиналей.

Последняя, самая низкая из высоких денудационных поверхностей находится в области северных предгорий Копет-Дага.

Возраст высоких денудационных уровней горной части Копет-Дага, несомненно, дочетвертичный — плиоценовый. Современная гидрографическая сеть хребта возникла уже после формирования Коштамырско-Палызанской поверхности, в процессе его орогенического оформления. В результате, главные долины Копет-Дага — Сумбар, Арваз, Чандыр и Айdere — прорезали эту поверхность и наложились на погребенную ранее структуру Западного Копет-Дага. Таким образом, будучи по строению продольными синклинальными долинами, они в то же время по своему происхождению являются эпигенетическими. Этим, собственно, и объясняется тот факт, что названные долины не следуют вдоль шарнира складок, а часто относительно далеко врезаются то в одно, то в другое крыло вмещающих их синклиналей.

Глубоко врезанные каньоны русел Сумбара и Чандыра и наблюдающиеся в них молодые террасы позволяют говорить о продолжающемся формировании рельефа Копет-Дага и в новейшее время. Долины их в верхнем и среднем течении заложены в плотных альбских песчаниках, где они имеют характер ущелий, но и здесь местами в их бортах уцелели остатки высоких террас, сложенных галечниками. В низовьях же долин, где они прокладывают себе путь через более молодые рыхлые образования, террасы хорошо развиты, а число их близ аула Шерлоук, по наблюдениям Г. И. Каляева и М. П. Сукачевой, равно пяти. Здесь Сумбар врезается в крепкие надакчагыльские конгломераты; все террасы вложены одна в другую и прослеживаются по излучинам старых меандр. Аналогичный террасовый комплекс наблюдается и в низовье Чандыра.

В период последнего энергичного поднятия Копет-Дага образовались и его крупнейшие поперечные долины: Дегерменджик, Бахча, Секиз-Яб и Фирюзинка, являющиеся типичными antecedentными ущельями. Вдоль них в некоторых местах, на высоте 100 м и более над современным тальвегом, видны вымоины и галечники — следы прежнего русла. Речка Фирюзинка, прежде чем выйти на предгорную равнину, пропиливает известняки хр. Маркоу на глубину более 200 м. Здесь она протекает в узком ущелье с вертикальными, а иногда даже расходящимися книзу обрывистыми стенками.

Ряд крупных ущелий Копет-Дага имеет тектоническое происхождение. Очень часто ущелья приспособляются к разрывным дислокациям, примером чего могут служить некоторые поперечные долины Каракалинского района (Кызылдыб, Чохрок и др.), отмеченные А. Д. Нацким (19156) и позднее М. П. Сукачевой и Г. И. Каляевым. В восточной поло-

вине Копет-Дага они известны в Гауданском хребте. Одна из крупнейших в Копет-Даге Гермабская долина обязана своим происхождением, согласно П. И. Калугину, тектоническим смещениям по диагональным направлениям.

В полосе северных предгорий западной части хребта Н. П. Васильковским, Г. И. Каляевым (1946) и др. отмечается высокая поверхность аккумуляции, срезающая почти все предгорные складки, за исключением некоторых бронированных возвышенностей, сложенных устойчивыми миоценовыми и сарматскими известняками и песчаниками. Особенно широко она развита в полосе предгорий между ст. Келята и Кизыл-Арватом.

Во многих поперечных долинах, прорезающих предгорья, удается проследить соотношение этой поверхности с более молодыми террасами, причем наблюдается прислонение ее к дислоцированным верхнеплиоценовым — надакчагыльским отложениям, возвышающимся над ней. На конусе выноса р. Арваз, в долине Хас, данная поверхность является шестой террасой по отношению к пойменным элементам соответствующих долин. Она сложена обломочным материалом пролювиального характера, состоящим из щебня, галечников, суглинков и конгломератов.

Описываемая поверхность аккумуляции является частью обширного древнечетвертичного пролювиального шлейфа, поднятого в пределах современных предгорий на значительную высоту: над современной пролювиальной равниной он возвышается на 100 м и более, имея абсолютные отметки 400—500 м. В юго-восточном направлении высота аккумуляционной поверхности увеличивается, а на северных склонах хребтов Келят и Тьрнов остатки этой поверхности, сложенной здесь конгломератами и суглинками, залегают на отметках 600—700 м.

Помимо этой главной и в предгорьях наиболее древней поверхности аккумуляции, уцелели и более низкие аккумуляционные уровни, уступами отделяющие ее от современной пролювиальной равнины. Таким образом, именно здесь, в зоне предгорий, запечатлен последний этап в развитии рельефа Копет-Дага.

БОЛЬШОЙ И МАЛЫЙ БАЛХАНЫ

Хребты Большой и Малый Балханы представляют собой относительно молодые образования, но время выработки их рельефа различно. Более молодым сооружением является Малый Балхан, геологическая история и пути эволюции рельефа которого не отделимы от Копет-Дага. В то же время Большой Балхан при известной общности своего структурного плана с Малым Балханом характеризуется некоторым отличием в ходе геологического развития и во времени окончательного формирования.

Большой Балхан представляет собой крупную, сильно размытую антиклинальную складку почти широтного простирания с крутым северным и пологим южным крыльями. Асимметрия складки и литологический состав пород обусловили развитие на территории горного массива трех различных морфологических районов: собственно Большого Балхана, возвышенности Курт-Любиль и кража, известного в литературе под названием Кошасейра—Порсух (Огланлинская гряда).

Собственно Большой Балхан располагается в пределах южного крыла антиклинали. Морфологически это высокая, вытянутая в широтном направлении возвышенность с волнистой, наклонной к югу поверхностью, сложенной неоккомскими известняками и рассеченной сетью глубоко вре-

занных оврагов и долин. На севере и западе Большой Балхан ограничен крутыми скалистыми обрывами.

Кряж Кошасейра—Порсук — узкая, линейно вытянутая в северо-западном направлении гряда, отходящая от Большого Балхана, образованная крутостоящими слоями песчаников и известняков мальма и неокома. В ряде мест она пропилена сквозными поперечными долинами. Севернее протягивается вторая невысокая и более короткая гряда Кошагыр.

Пониженное холмистое пространство Курт-Любиль расположено между собственно Большим Балханом и грядой Кошасейра—Порсук. Поверхность его, сложенная сланцами и песчаниками лейаса и доггера, пересечена сетью оврагов и долин и характеризуется более мягкими формами рельефа и низкими абсолютными отметками.

С юга и запада Большой Балхан окаймлен шлейфом мощных галечниковых накоплений, образованных за счет слияния многочисленных конусов выноса отдельных горных долин. Начало рельефообразования на Большом Балхане относится к концу юрского периода, когда благодаря движениям, связанным с новокиммерийской фазой складчатости, была сформирована и выведена из-под моря система возвышенностей, ставшая ареной процессов денудации. Однако уже к началу неокомского времени Большой Балхан вновь погрузился под уровень моря и на всей его площади продолжалось накопление морских осадков.

Современная геоморфология хребта определяется более поздними процессами. Повидимому, на рубеже палеогенового и неогенового времени тектоническими движениями была создана Большешалханская антиклиналь в ее нынешних очертаниях, и из области аккумуляции площадь хребта превратилась в область сноса. Крупные орогенические движения, проявившиеся в конце миоценового времени, привели к окончательному формированию этой антиклинали, а сопутствовавшее значительное вертикальное поднятие хребта сопровождалось усилением его денудационного преобразования.

Наиболее сильному размыву подвергалась сводовая часть складки, что предопределено литологическим составом развитых здесь пород (глинистых сланцев, песчаников) и асимметричным строением складки. Южное крыло антиклинали благодаря пологому залеганию слоев размывалось значительно меньше. Обнажившиеся здесь плотные известняки неокома послужили броней, предохранившей нижележащие породы от разрушения. В пределах северного крыла антиклинали, на месте выходов крутостоящих слоев плотных известняков мальма и неокома, с одной стороны, и известняков и мергелей датского яруса, с другой, образовались две гряды. На разделяющем их пространстве, где развиты слабо сцементированные песчаники апта, альба и сеномана, возникла продольная долина.

В конце миоценового — начале плиоценового времени современный рельеф Большого Балхана был в основных чертах уже сформирован, о чем можно судить по наличию в размывом ядре антиклинали конгломератов, залегающих непосредственно на юрских сланцах и сопоставляемых М. Б. Григоровичем с континентальными подакачагыльскими отложениями соседних районов¹.

В последующее геологическое время интенсивность процессов разрушения, повидимому, зависела от положения базиса эрозии. Так, во время

¹ Возраст этих конгломератов еще не вполне ясен; может быть, это и более молодые образования. — *Прим. ред.*

трансгрессии акчагыльского моря, подступавшего к подножью Большого Балхана, процесс эрозии, очевидно, замедлился. Наоборот, при регрессии акчагыльского моря, т. е. при понижении базиса эрозии, интенсивность эрозионных процессов увеличилась. К этому периоду, вероятно, относится выработка крупных поперечных долин, берущих начало у северного склона Большого Балхана на всхолмленном понижении пространства Курт-Любиля и пропиливающих гряду Кошасеира—Порсук. К плиоценовому времени, повидимому, относится также формирование высоких пролювиальных галечниковых террас в синклинальной долине Нуру-Мергенъ.

Среди оврагов и долин, образующих современную гидрографическую сеть Большого Балхана, различается несколько генетических типов: 1) приуроченные к сбросам и линиям разломов (основная часть оврагов собственно Большого Балхана); 2) приуроченные к синклинальным прогибам; 3) расположенные по простиранию слоев и выработанные в более мягких, легко разрушаемых породах.

Время заложения названных эрозионных элементов различно и охватывает в основном конец третичного и начало четвертичного периода. Большая часть оврагов, прорезающих плато, по мнению В. В. Александрова, была выработана во время трансгрессии и последующего отступления бакинского моря, осадки которого вскрываются на поверхности Прикаспийской равнины к югу и юго-западу от Большого Балхана. Во время хвалынской трансгрессии, когда уровень моря не поднимался в западных районах Туркмении выше абсолютной отметки $+50$ м, вдоль южного и западного склонов хребта была образована серия галечниковых береговых валов и аккумулятивных террас, соответствовавших различным уровням стояния Каспийского бассейна. Хвалынские отложения, повидимому, послужили материалом для образования барханов, развитых в районе ст. Джебел.

М а л ы й Б а л х а н. Основные черты орографии Малого Балхана, представляющего собой асимметричную антиклинальную складку с пологим южным и крутым северным крыльями, связаны прежде всего с его тектоническим строением. Так, ядро антиклинали, сложенное плотными известняками неокома, образует наиболее высокую часть хребта. Северный склон, образованный теми же известняками, имеет характер крутого скалистого обрыва. Южный склон, сложенный моноклинально падающими слоями мелового и третичного возраста, имеет большую протяженность и представлен чередованием гряд, вытянутых параллельно сводовой части хребта, с продольными понижениями.

В ряде пунктов Малого Балхана отмечается наличие древних денудационных уровней. В районе долины Порсайман А. Д. Нацкий (1916а) указывает террасы на высоте около 380 и 425—450 м. В западной половине Малого Балхана, в области развития мергелей сенона, им же отмечаются террасы на высотах около 170 м и 215 м. На юго-восточной окраине хребта развиты континентальные террасы, выработанные в отложениях третичного возраста. Сильная расчлененность рельефа эрозионной сетью глубоко врезанных оврагов и долин усугубляется широким проявлением пустынного глинистого карста, описанного А. Д. Нацким (1916а).

Недостаточная изученность геологического строения Малого Балхана сильно затрудняет восстановление истории развития рельефа возвышенности. Наиболее крупные горообразовательные процессы, создавшие основную структуру хребта и сильно отразившиеся на дальнейшей эволюции рельефа, проявились в доакчагыльское время. Выступивший из-под

уровня моря хребет подвергся сильной денудации, которая затронула также и ядро антиклинали. Свидетельством значительного размыва является мощная толща брекчий и конгломератов, несогласно налегающая на палеогеновые и более древние породы. В период акчагыльской трансгрессии Малый Балхан был островом; акчагыльское море заходило даже внутрь хребта, в продольную долину, существовавшую в то время на восточном его конце. Крупные послеакчагыльские горообразовательные движения сильно дислоцировали отложения акчагыла и подакчагыльской континентальной толщи, а также отразились на структуре более древних отложений, вызвав общее поднятие складки и, возможно, увеличение асимметрии ее крыльев.

Дальнейший ход геологической истории Малого Балхана характеризовался трансгрессией апшеронского моря, которое также со всех сторон омывало выступающий хребет. Дислокация апшеронских слоев и характер залегания их на более древних породах свидетельствуют о проявлении в районе Малого Балхана горообразовательных движений после отложения апшеронских осадков. Эти движения явились завершающим этапом формирования хребта.

К плиоценовому времени, повидимому, относится образование высоких террас, хорошо выраженных на западной окраине Малого Балхана; формирование же континентальных террас, развитых в восточной части хребта, относится уже к четвертичному периоду. В четвертичное время в основном была выработана и современная гидрографическая сеть, хотя заложение отдельных ее элементов, вероятно, имело место еще в плиоценовое время.

Процессы формирования рельефа Малого Балхана, протекавшие на фоне его тектонических особенностей, находились в зависимости от характера пород. Частое чередование твердых пород с породами, легко поддающимися разрушению, обусловило куэстовый ландшафт южного склона хребта. Физико-механические свойства пород предопределили форму оврагов и долин: на северном склоне хребта, где развиты плотные известняки неокома, овраги имеют характер коротких глубоких ущелий с отвесными стенками и ступенчатым дном; форма долин южного склона хребта меняется в зависимости от характера пересекаемых пород.

Наряду с литологическим характером пород большую роль в формировании рельефа сыграли и условия пустынного климата. Развитие глинистых мергелей и гипсоносных глин сеномана, акчагыла и апшерона при наличии пустынно-климатических условий способствовало широкому распространению глинистого карста. Процессы пустынного выветривания, сопровождавшиеся развитием карста, протекали уже в послетретичное время.

Хвалынское море доходило до западной оконечности Малого Балхана. Здесь в районе колодцев Шорджа сохранился ряд абразионных и аккумулятивных террас, фиксирующих различные стадии стояния Каспия в этот период. Тогда же, повидимому, была выработана и пролювиальная равнина, расположенная между северным склоном хребта и Перевало-Айдинской грядой.

БАДХЫЗ И КАРАБИЛЬ

Самая южная окраина территории Туркмении занята возвышенностями Бадхыз и Карабиль. Первая из них располагается в южной части междуречья Теджен—Мургаб, вторая приурочена к юго-западному углу

ше, располагаются в крайней западной части, примыкающей в долине р. Мургаб.

Характеризуя последовательность развития морфологии предгорий Паропамиза, В. Н. Огнев (1932) обрисовал довольно сложную историю золотой денудации Бадхыза, а В. В. Александров (1934) — эрозионного расчленения Карабиля. Позднее В. В. Шумов сделал попытку увязать во времени процессы, сформировавшие поверхности Бадхыза и Карабиля. Основные этапы развития территории рисуются, по В. В. Шумову, в следующем виде:

1. Смена морского режима континентальным на фоне проявления процессов орогении на границе нижней и верхней эпох третичного периода; накопление в предгорной части Паропамиза мощной толщи красноватых аллювиально-пролювиальных отложений континентального неогена; заложение первичных ложбин стока с общей северной ориентировкой.

2. Оледенение Паропамиз-Гиндукушской горной системы, с последующим сокращением границ оледенения; отложение мощной супесчаной свиты на территории Бадхыза и Карабиля как продукта флювиогляциального оттаивания.

3. Оформление древних долин Аби-Кайсара, Гери-Руда, позднее Мургаба и его притоков; появление долин южного направления.

4. Разрушение единого туркмено-афганского предгорного плато с отчленением от него Бадхыза и Карабиля вследствие орогенических движений.

5. Оформление современной гидрографической сети в результате обезглавливания речных долин южного направления; изменение направления стока р. Кушки и пограничного Мургаба.

6. Развитие золотой денудации на площадях с эрозионным рельефом, какими явились Бадхыз и Карабиль в постплейстоценовое время; закрепление этого рельефа травянисто-растительным покровом.

ГАУРДАК-КУГИТАНГСКИЙ РАЙОН

Гаурдак-Кугитангский район занимает значительную часть юго-западных отрогов Гиссарского хребта, расположенную как в пределах Туркменской ССР, так и в пограничных с ней частях Узбекской ССР.

На северо-востоке район имеет сильно расчлененный горный рельеф. По мере движения на запад и юго-запад рельеф заметно снижается и примерно на высоте изогипсы 350 м переходит в Приамударьинскую равнину, продолжением которой является обширная Туранская низменность. Северо-восточная, горная часть является местом действия энергичной эрозии; в юго-западной, равнинной части происходит аккумуляция.

Основные элементы рельефа совпадают со складчатой структурой, представленной системой антиклиналей и синклиналей, расходящихся на юго-запад. Один из основных хребтов района — Кугитангтау, продолжающий на юго-запад систему гор Кетмен-Чапты и Ходжа-Гургурата, представляет собой антиклиналь, отпрепарированную по кровле мальмских известняков и денудированную на участке поднятия шарнира до палеозойского основания. Пологий западный склон хр. Кугитангтау резко ограничивается недоступными обрывами высотой до 400—500 м, четко обозначающими перевальную часть хребта. Систему антиклинальных горных возвышенностей представляют также горы Гаурдака и Тюбегатана, являющиеся орографическими представителями единой антиклиналь-

ной структуры. Со складчатой структурой совпадают и обширные долинообразные понижения между указанными возвышенностями, соответствующие общим синклинальным депрессиям.

В общем, горная часть района характеризуется горно-долинным ландшафтом, элементы которого имеют веерообразное расположение. Соответственно этому, также веерообразно расположена и основная гидрографическая сеть Гаурдак-Кугитангского района. Более мелкие формы рельефа обусловлены литологическим составом разреза, а также связаны с местами развития аллювиальных и пролювиальных отложений.

Общий анализ рельефа всего района показывает, что его родственные формы образуют следующие характерные геоморфологические ландшафты, достаточно резко выраженные в условиях полупустынной денудации района.

1. Куэстовый и грядовый ландшафт главным образом наблюдается в нижней части западных склонов Гаурдака, Тюбегатана, Кугитангтау и вообще на таких участках, структура которых представлена пологим падением слоев. Особенным развитием он пользуется в местах распространения отложений альба и верхнего мела, состоящих из чередования глин, песчаников и известняков. Вдоль восточных склонов указанных хребтов, для которых характерны крутые падения слоев, развиты гряды с гребнями, часто имеющими барьероподобный характер.

В пределах этого ландшафта наблюдаются крупные моноклиналиные долины, которые могут быть отнесены к типу продольных: долина р. Кугитанг-Дарья, ущелье Кампрек, расположенное у южного окончания хр. Кугитангтау, долина у подножья западных склонов Гаурдака и Тюбегатана и ряд других, выработанных в областях развития легко размываемых пород гаурдакской толщи и нижнего мела. Из других типов долин могут быть отмечены: слепые долины, наблюдающиеся в области развития мощных толщ юрских известняков, и замкнутые долины, ограниченные в своих верховьях крутыми, почти вертикальными обрывами палеозойских пород, а также и юрских известняков (восточный склон Кугитангтау).

Западные склоны Кугитангтау глубоко прорезаны многочисленными каньонами, местами переходящими в кляммы. Здесь же изобилуют и V-образные ущелья и долины с выпуклыми склонами, внизу обычно очень крутыми. Отмеченный характер поперечных профилей указывает на интенсивную, все увеличивающуюся деятельность глубинной эрозии и юность эрозионного цикла.

2. Бедлендовый ландшафт образуется преимущественно в местах пологого залегания глинистых и гипсоносных нижнемеловых отложений. Он наблюдается в центральной части района, к северо-западу от Карлюка и в ряде других мест, отличаясь чрезвычайно сложными и резкими, но мелкими формами рельефа.

3. Карстовый ландшафт образуется в местах обнажения верхнеюрских известняков и особенно гипсов гаурдакской толщи. Рельеф здесь обычно изобилует многочисленными провальными воронками, площадями оседания и т. п. Этот же рельеф повсеместно наблюдается на участках соляных месторождений, приуроченных к верхней части гаурдакской толщи. В юрских известняках, а также в известняках гаурдакской толщи развиты многочисленные карстовые пещеры. Наиболее известна Карлюкская пещера, расположенная на юго-западном склоне Кугитангтау (Данов, 1928). Она имеет размеры до 1,5 км в длину и множество

сильно разветвленных ходов, соединяющих отдельные камеры, украшенные крупными сталактитами и сталагмитами.

4. Ландшафт области распространения пролювиальных и аллювиальных отложений занимает большую площадь.

На более значительных высотах развиты конусы выноса, местами сливающиеся в сплошные пролювиальные шлейфы. По юго-восточному склону Кугитангтау конусы выноса указываются П. П. Чуенко (1937б) примерно на высоте изогипсы 1000 м. Следует отметить, что они наблюдаются здесь как значительно выше, так и ниже — примерно до высоты 400—500 м. По времени образования конусы выноса делятся на древние, ныне эродированные и подвергнувшиеся новейшим складчатым дислокациям, и современные, образование которых происходит в настоящее время. Древние конусы и пролювиальные шлейфы наблюдаются в долине р. Кугитанг-Дарьи, у подножья северо-западных и западных склонов Гаурдака. Широкое их развитие отмечается П. П. Чуенко в соседних районах Узбекистана.

Ландшафт аллювиальных образований приурочен к высотам ниже изогипсы 500 м. Здесь всюду устанавливается наличие трех террас, относящихся к прислоненному типу. После каждого изменения положения базиса эрозии и размыва коренных пород происходило накопление аллювиального материала. При следующем понижении базиса эрозии последний снова пропиливался рекой, врезавшейся в коренные породы, что приводило к образованию новой прислоненной террасы. В настоящее время пропилены и третья терраса.

Одним из важных элементов рассматриваемого ландшафта является аллювиально-пролювиальная равнина, окаймляющая горную часть района с юго-запада. Она располагается на высоте от 350 до 295 м (отметка уреза Аму-Дарьи). По своему происхождению эта равнина является результатом эрозионной деятельности Аму-Дарьи и накопления аллювиальных и пролювиальных отложений, выносимых по гидрографической сети из горной части района. Небольшую роль играют также и эоловые накопления, образующиеся за счет развеивания древних речных террас.

В результате поднятий, связанных с геотектоническими процессами альпийского цикла, в Гаурдак-Кугитангском районе в середине третичного времени установился континентальный режим. На протяжении третичного времени здесь отмечается по крайней мере пять фаз альпийского тектогенеза: две в палеогеновое и три в неогеновое время. Как указывает Н. П. Туаев (1937), главная фаза, в результате которой был окончательно создан современный тектонический облик района, приурочена к границе неогенового и четвертичного времени.

Уже в конце палеогенового — начале миоценового времени к северо-востоку от района существовали горные сооружения. Красноцветные толщи песчаных глин, песчаников и конгломератов являлись предгорными отложениями, и образование их было связано с денудацией соседних горных возвышенностей.

Очень малая изученность разреза неогеновых и четвертичных отложений не позволяет с необходимой точностью определить время начала денудационных процессов на территории Гаурдак-Кугитангского района, однако ясно, что в четвертичное время он уже подвергался энергичной денудации. Как следует из наблюдений ряда авторов (Туаев, 1937; Чуенко, 1937а, б) процесс образования четвертичных отложений, лежащих с резким угловым несогласием на более древних породах, включает несколько эрозионных циклов. Так, А. В. Данов для северо-западной

части Гаурдака указывает до четырех эрозионных циклов. Три нижние толщи четвертичных пролювиальных образований разделены здесь угловыми несогласиями. Наличие тектонических складкообразовательных движений в четвертичное время отмечает и П. П. Чуенко (1937б) для Ширабадского района Узбекской ССР.

Выше указывалось на существование по меньшей мере трех прислоненных террас. Следует отметить, что наиболее высоко расположенные древнечетвертичные отложения, подвергшиеся дислокации, наблюдались В. П. Мирошниченко в районе горы Малик (ядерная часть Маликской синклинали) на высоте почти 1000 м.

Имеющиеся данные позволяют, таким образом, считать, что эволюция рельефа Гаурдак-Кугитангского района включает не менее 3—4 эрозионных циклов; возможно, их было и больше. В настоящее время, судя по ряду признаков, происходит энергичное углубление эрозионной сети на фоне продолжающегося поднятия земной поверхности.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Проследить сколько-нибудь достоверную историю геологического развития территории Туркменской ССР можно лишь с юрского периода. Наши сведения о том, что происходило на этой территории в течение времени, предшествовавшего юрскому периоду, необычайно скудны и отрывочны. Непосредственные фактические данные ограничиваются незначительными, разрозненными выходами доюрских горных пород в некоторых, далеко отстоящих один от другого пунктах Туркменской ССР и в пограничных участках Узбекской ССР, причем геологический возраст большей части этих пород еще точно не установлен.

С юрского периода и вплоть до настоящего времени, вследствие наличия на рассматриваемой территории почти непрерывной серии осадочных горных пород и их более или менее широкого распространения на площади, можно восстановить основные этапы ее геологического развития. Имеющиеся данные свидетельствуют о происходивших здесь движениях земной коры, которые обусловили изменения в распределении суши и моря, областей сноса и аккумуляции. С ними, а также с изменениями климатической обстановки были связаны изменения в ходе процесса осадконакопления, в характере органического мира и в условиях образования полезных ископаемых. По мере перехода от более ранних к более поздним моментам геологической истории выявляются все большие детали как в отношении палеогеографии рассматриваемой территории для отдельных этапов, так и в отношении последовательности событий во времени. Однако даже для самых последних моментов геологической истории наши сведения еще очень неполны.

Сводный очерк истории геологического развития территории Туркменской ССР в настоящем томе дается впервые. Однако вопросы палеогеографии этой территории для отдельных геологических эпох за последние 15—20 лет рассматривались в работах ряда авторов. Таковы работы В. В. Мокринского (1939) и П. А. Шехтмана (1941) по нижне- и среднеюрской эпохам, Н. П. Луппова (1938) и Б. А. Борнемана (1940) по меловому периоду, О. С. Вялова (1946а, б, 1947а, б, 1951, 1952) по палеогеновой эпохе, В. П. Колесникова (1936а, б, 1940а, б, в, 1950), Б. П. Жижченко (1940) и В. Н. Огнева (1938) по неогеновой эпохе, И. П. Герасимова (1937а, в, 1938, 1939), Б. А. Федоровича (1940а, б, 1946, 1947, 1948а, 1950а, б, 1952) и П. В. Федорова (1946а, 1948б, 1949) по четвертичному периоду. Краткие сведения по геологической истории туркменской территории можно найти также в сводных работах А. Д. Архангельского (1932, 1934а), А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, В. В. Меннера и др. (1937), А. Н. Мазаровича (1938), И. П. Герасимова и К. К. Маркова (1939а, б) и др. Новейшие данные по геологической истории Туркмении приводятся в статьях, помещенных в данном томе.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРА

Достоверные следы докембрийских и нижнепалеозойских отложений в Туркмении неизвестны. Не исключена возможность нижнепалеозойского возраста метаморфической толщи, обнажающейся в Кугитангтау и обнаруженной бурением в Гаурдаке, а также части наиболее древней метаморфической серии Султануиз-Дага. Однако вполне возможно, что все эти образования не древнее среднего палеозоя. Глубокая метаморфизация этих пород не дает возможности судить о первоначальных условиях их образования. Заслуживает внимания мнение К. Н. Паффенгольца, согласно которому наиболее древние гранитные интрузии Красноводска, возможно, имеют докембрийский возраст, а более молодые интрузии соответствуют по возрасту каледонским гранитам Северного Кавказа.

Более достоверные, хотя также необычайно скудные данные имеются для среднепалеозойского времени. Находки морской верхнесилурийской и девонской фауны в Туаркыре и Султануиз-Даге и присутствие морского нижнего карбона в Кугитангтау показывают, что в различные моменты среднепалеозойского времени море присутствовало на территории Туркменской ССР, по крайней мере в северных и восточных ее районах. Оно, несомненно, было связано с морем, развитым восточнее, в области Тяньшаньской геосинклинали.

К среднепалеозойскому времени, а частично, может быть, к началу верхнепалеозойского были приурочены интенсивные проявления вулканической деятельности. Следы этой деятельности известны на востоке — в Кугитангтау, на северо-востоке — в Султануиз-Даге и на северо-западе — в Туаркыре, а также, повидимому (если справедливо предположение К. Н. Паффенгольца о каменноугольном возрасте красноводских порфиринов), и на Красноводском полуострове. Среди вулканических образований рассматриваемого времени характерно преобладание более основных пород — различного типа порфиринов и связанных с ними туфов.

Морские верхнепалеозойские отложения на территории Туркменской ССР неизвестны. По аналогии с более восточными районами Средней Азии можно предполагать, что в верхнепалеозойское время начались восходящие движения земной коры, вызвавшие осушение больших площадей. Эти поднятия были, очевидно, связаны с вариссийским орогенезом. Не исключена, однако, возможность, что в течение более ранних этапов верхнепалеозойского времени какие-то части Туркмении продолжали покрываться морем, осадки которого были позднее уничтожены или, может быть, сохранились местами на глубине под толщей мезозойских и кайнозойских осадочных пород.

Тектонические движения палеозойского времени несомненно охватывали значительную часть, а возможно и всю территорию Туркмении. Следы их отчетливо выражены в Султануиз-Даге и Кугитангтау, где они привели к интенсивной дислоцированности и метаморфизации палеозойских отложений. Они сопровождались интрузивной деятельностью, проявления которой в Кугитангтау выражены гранитами, а в Султануиз-Даге — сложным комплексом кислых и основных пород. В Кугитангтау отчетливо проявились два этапа тектонических движений: более ранний, докарбонный (каледонский или ранневариссийский), и более поздний, относящийся к верхнепалеозойскому времени. Несколько этапов диастрофизма намечается в Султануиз-Даге. Следы вариссийских

движений мы находим и в Туаркыре, где среднепалеозойские (?) сланцы также интенсивно дислоцированы и метаморфизованы.

В результате варисцийских тектонических движений и сопровождавших их поднятий в верхнепалеозойское время в северных и восточных районах Туркмении был создан достаточно сложный горный рельеф. В пермское время в районе Туаркыра происходили интенсивное разрушение горных возвышенностей и накопление у их подножий мощных толщ обломочного материала. Это разрушение происходило, вероятно, в условиях продолжавшегося воздымания горных хребтов. Обломочный материал в основном сносился, повидимому, временными потоками. Накопление грубообломочных неотсортированных красноцветных толщ в северо-западной части Туркмении позволяет предполагать, что климат пермского периода был сравнительно сухой; находки ископаемых деревьев свидетельствуют, однако, о произрастании на отдельных участках древесной растительности, которая, возможно, была приурочена к оазисам.

В верхнепалеозойское время местами возобновилась вулканическая деятельность. Следы ее проявлений мы видим в эффузивах и связанных с ними гинабиссальных породах, указываемых Е. М. Головиным в Кугитангтау, а также в эффузивном покрове, обнаруженном В. С. Курбатовым в пермских отложениях Туаркыра. В отличие от более древних эффузивных пород, эффузивы конца палеозойской эры представлены в основном производными кислой магмы.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРА

ТРИАСОВЫЙ ПЕРИОД

В северо-западной части Туркменской ССР на рубеже пермского и триасового периодов не происходило орогенических движений. Опускания, охватившие в самом начале триасового периода Мангышлак и вызвавшие проникновение туда морских вод, распространились и на район Туаркыра, где накопление континентальных предгорных образований сменилось накоплением мелководных морских осадков. Очертание нижнетриасового моря в пределах Туркмении и продолжительность его существования еще не выяснены.

Позднее эта часть Туркмении была охвачена новыми тектоническими движениями, в результате которых пермские и нижнетриасовые отложения были собраны в складки, но не подверглись сколько-нибудь заметной метаморфизации. По аналогии с Мангышлаком, где толща триасовых отложений достигает значительной мощности и охватывает не только нижний, но, по крайней мере частично, и средний отдел триасовой системы, можно предполагать, что эти движения (мангышлакская фаза) произошли во второй половине или в конце триасового периода.

Восточные и северо-восточные районы Туркмении, вероятно, в течение всего триасового периода не покрывались морем. Здесь, как и в более восточных районах Средней Азии, повидимому, возвышались горные хребты, созданные варисцийским горообразованием и представлявшие собой область сноса.

В самом конце периода на восточной окраине Туркмении и далее к востоку, на территории Узбекистана и Таджикистана, местами началось накопление угленосных и бокситоносных отложений. Процессы осадконакопления, повидимому, не имели широкого распространения и были приурочены к отдельным межгорным впадинам. Образование углей

свидетельствует, что климат в конце триасового периода значительно изменился. Следы несогласия между верхнетриасовыми отложениями и юрской толщей в Кугитангтау показывают, что на рубеже триасового и юрского периодов на востоке Туркмении происходили незначительные тектонические движения.

ЮРСКИЙ ПЕРИОД

НИЖНЕ- И СРЕДНЕЮРСКАЯ ЭПОХИ

С юрского времени мы имеем достаточные конкретные данные, позволяющие наметить, правда лишь в самых общих чертах, физико-географическую обстановку на территории Туркмении и ее изменение во времени.

Нижне- и среднеюрская эпохи характеризовались двумя специфическими особенностями. Во-первых, повидимому, к этому времени относится возникновение на юге страны и в прилегающей части Ирана геосинклинали (Копетдагская геосинклиналь), которая затем существовала в течение всего юрского, мелового и палеогенового времени и являлась областью накопления мощных толщ преимущественно морских осадков. Во-вторых, нижне- и среднеюрская эпохи на площади Туркмении, как и на территории других республик Средней Азии, Западного Казахстана и Кавказа, характеризовались влажным климатом, способствовавшим произрастанию на суше пышной растительности, остатки которой послужили исходным материалом для углеобразования.

Физико-географические условия, существовавшие на территории Туркмении в начальные моменты юрского периода, еще весьма неясны. Большая часть страны, вероятно, представляла собой сушу с умеренно расчлененным рельефом, который был создан при вариссийском орогенезе, сильно разрушен в течение триасового периода и вновь несколько омоложен тектоническими движениями конца этого периода. Процессы накопления осадков в начале юрского периода имели, повидимому, локальный характер и были приурочены к изолированным депрессиям, располагавшимся среди повышенных участков суши.

Одна из таких депрессий существовала в районе Кугитангтау. Накопление континентальных отложений с остатками растений здесь началось еще в верхнетриасовое время и после небольшого перерыва возобновилось в лейасовую эпоху. На ограниченные размеры этой депрессии указывает отсутствие аналогичных отложений в районе Гаурдака, где среднеюрские отложения лежат непосредственно на палеозое.

Другим районом, где происходило накопление континентальных осадков в нижнеюрское время, является Туаркыр. Здесь во впадинах палеозойского рельефа отлагались сравнительно маломощные осадки аллювиально-озерно-болотного происхождения, заключающие в себе пласты бокситоподобных пород и углей. Незначительные по силе тектонические движения, происходившие после их образования, вызвали перерыв в осадконакоплении и частичный размыв нижележащих отложений. С этими движениями, судя по последним данным В. С. Курбатова, была связана интрузия габбро.

Постепенное разрушение горных возвышенностей денудационными процессами вызывало выравнивание рельефа, и к началу среднеюрской эпохи обширные пространства на территории Туркменской ССР превратились в низменную равнину с озерами, болотами и равнинными реками. На суше произрастала обильная растительность, а в озерах оби-

тали пресноводные животные. Подобные условия хорошо выражены в районе Туаркыра, где процессы углеобразования происходили в течение почти всей среднеюрской эпохи, а отдельные слои содержат остатки пресноводной фауны. Большая мощность среднеюрских отложений Туаркыра (до 700 м) показывает, что накопление осадков происходило здесь в условиях медленного опускания поверхности. Однако местами возвышенные участки сохранялись до конца среднеюрской эпохи и вместе с более удаленными участками суши служили источником сноса терригенного материала. Один из таких возвышенных участков, повидимому, располагался в районе Красноводского полуострова, где местные источники сноса давали о себе знать до начала верхнеюрской эпохи.

К какому времени относится проникновение морских вод в Копетдагскую геосинклиналь, неизвестно. Можно предполагать, что в начальные моменты существования этой геосинклинали в ней происходило накопление континентальных угленосных осадков, выходы которых известны к югу от Копет-Дага, в районе Мешхеда в Северном Иране. Но уже в конце, а может быть и в середине лейасового времени в Большом Балхане и, вероятно, во всей Копетдагской геосинклинали существовал морской бассейн. С указанного времени до конца среднеюрской эпохи в этом бассейне накопилась мощная толща морских осадков терригенного происхождения (свыше 2500 м в Большом Балхане), образование которой, несомненно, происходило при непрерывном длительном прогибании морского дна. Для района Большого Балхана отчетливо устанавливается поступление терригенного материала в море с севера и северо-запада с прилегающей суши. На западе туркменское море было широко связано с морем, покрывавшим Кавказ. Имелось ли сообщение его с Тетисом на юге и юго-востоке, неизвестно, но наличие такого сообщения весьма вероятно.

Очертания моря в пределах Туркмении и его фациальные условия не были постоянными в течение рассматриваемого времени. В районе Большого Балхана наиболее глубоководные условия были с конца (или с середины) лейасового почти до конца байосского века; в течение всего этого времени здесь отлагалась мощная однородная толща глинистых сланцев, среди фауны которых значительную роль играли аммониты. Позднее, повидимому в связи с уменьшением глубины моря, имевшим, вероятно, лишь местный характер, стали отлагаться песчаники, а местами и конгломераты; изменилась и фауна, среди которой преобладающая роль перешла к пластинчатожаберным моллюскам.

С конца байосского века, а местами и раньше, море временами выходило за пределы Копетдагской геосинклинали и заливало прилегавшие равнинные пространства. Так, в Кугитангтау видны следы двукратного вторжения моря: первое произошло в конце байосского века, а второе — в середине батского. После второго вторжения море сохранилось здесь до конца среднеюрской эпохи. В район Туаркыра море проникло, вероятно, лишь в середине батского века. С другой стороны, в начале батского века границы моря значительно отодвинулись к югу и юго-западу и не только оно покинуло Кугитангтау, но и появились пласты угля в районе Большого Балхана, вероятно, образовавшиеся в прибрежно-дельтовых условиях (Ягманское месторождение).

К среднеюрскому времени некоторые исследователи относят красноводские порфириды, однако возраст их еще не может считаться установленным. Более вероятно, что они представляют собой палеозойские образования.

ВЕРХНЕЮРСКАЯ ЭПОХА

В начале верхнеюрской эпохи на территории Туркмении, как и во многих других областях, имели место обширные опускания, в результате которых значительно расширилась площадь, покрытая морскими водами. Море полностью залило северо-западную часть страны (Красноводский полуостров, Туаркыр), широко распространилось в области современного западного погружения Зеравшано-Гиссарской горной системы и, по всей вероятности, затопило большую часть площади Каракумов. Не покрытой морскими водами осталась лишь северо-восточная окраина страны, где в районе Султануиз-Дага, повидимому, еще поднимались остаточные горные возвышенности, созданные при варисийском орогенезе, а в депрессиях, судя по данным бурения в Питнякском районе, происходило накопление континентальных осадков, заключающих остатки растений.

В результате верхнеюрской трансгрессии на территории Туркмении образовался обширный морской бассейн, на западе имевший широкое сообщение с кавказским морем, на востоке уходивший в пределы Таджикской депрессии, а на юге распространявшийся на территорию Северного Ирана. Равнинный характер залитой морскими водами суши обусловил согласное залегание морских верхнеюрских отложений на угленосных отложениях средней юры, а равномерность погружения привела к большому литологическому постоянству отлагавшихся осадков.

Погружение под уровень моря больших площадей суши, отдалившее возможные источники сноса обломочного материала, и физико-географические особенности морского бассейна, характеризовавшегося теплыми, обеспеченными кислородом водами, благоприятствовавшими расцвету органической жизни, привели к почти повсеместной смене песчано-глинистых осадков карбонатными, образование которых было связано с жизнедеятельностью организмов. Следует отметить, что эта смена не была одновременной в различных частях морского бассейна. В Кугитангтау уже в келловейский век отлагались известняки, тогда как в Большом Балхане и в Туаркыре образование известняковой толщи началось лишь с наступлением оксфордского века. Недостаточная петрографическая изученность верхнеюрских известняков не позволяет в настоящее время сказать, остатки каких именно организмов послужили главным породообразующим материалом. Отметим лишь, что настоящие коралловые рифы, если и встречаются, то имеют подчиненное значение.

Трансгрессия достигла своего максимума в оксфордский век. К этому времени, повидимому, полностью погрузились под уровень моря последние остатки возвышенностей (например, у Красноводска), в результате чего в накопившихся известняковых толщах почти совершенно исчезает примесь триасового материала.

Геотектонические различия между геосинклинальной зоной и прилегающими к ней на севере участками территории, наметившиеся в нижне- и среднеюрское время, продолжались и с переходом к верхнеюрской эпохе. Они выразились главным образом в различиях мощностей накопившихся осадков. Геосинклинальная зона, хорошо выраженная на Большом Балхане, несомненно, охватывала весь Колет-Даг и на востоке достигала Гаурдак-Кугитангского района. На примере Большого Балхана и Кугитангтау можно видеть, что мощности верхнеюрской известняковой толщи измеряются здесь сотнями метров. В противополо-

ложность этому, вне геосинклинальной зоны, как, например, в Туаркыре, мощность верхнеюрских известняков не превышает нескольких десятков метров.

Конец верхнеюрской эпохи характеризовался на территории Туркменской ССР существенными изменениями палеогеографической обстановки. Они были вызваны усилившимися движениями земной коры, которые, в отличие от предшествовавшего времени, приняли орогенетический характер, хотя и не достигали большой силы. Эти движения, известные как андийская или новокиммерийская фаза складчатости, начавшись в кимериджский век, продолжались до конца верхнеюрской эпохи. Наиболее резко они проявились на западе, в районе Большого Балхана и Куба-Дага, где образовались антиклинальные и синклинальные складки с углами падения, достигающими местами нескольких десятков градусов.

Указанные орогенетические движения и сопровождавшие их общие поднятия привели к значительному сокращению морского бассейна. Повидимому, уже в кимериджское время море покинуло площадь Туаркыра; здесь в конце юрского периода прекратились процессы седиментации и начался размыв верхнеюрских осадков. Южнее, в районе Большого Балхана и Куба-Дага, процессы седиментации полностью не прекратились, но сосредоточились в образовавшихся при складкообразовательных движениях синклинальных прогибах, где в кимериджское время или в начале титонского века возникли отделившиеся от моря и постепенно высыхавшие лагуны. В то же время в образующихся антиклиналях началось интенсивное размывание отложений, в результате которого была полностью уничтожена верхнеюрская толща в несколько сотен метров мощностью и местами снесена значительная часть среднеюрской толщи.

Крупная, отшнуровавшаяся от моря лагуна возникла в кимериджское время в Гаурдак-Кугитангском районе и далее к востоку, в пределах Южного Узбекистана и Таджикистана. Морской режим сохранился, повидимому, лишь в средней части Копетдагской геосинклинали. Однако и здесь в титонское время, судя по появлению пластов гипсов, очевидно, располагалось не открытое море, а полуобособленный бассейн, имевший лишь ограниченную связь с Тетисом.

Таким образом, в результате тектонических движений конца юрского периода на территории Туркменской ССР единый морской бассейн, значительно сократив свои размеры, распался на ряд обособленных или полуобособленных лагун и бассейнов. На характер осадков, отлагавшихся в этих лагунах и на континенте, огромное влияние оказало происшедшее к этому времени изменение климата. Влажный климат начала и середины юрского периода, благоприятствовавший широкому развитию процессов углеобразования, сменился в конце периода значительно более сухим. В результате в пониженных частях континента, осушившихся при отступлении моря, началось накопление красноцветных глин и песчаников, нередко обогащенных гипсом и солями, а в лагунах, подвергавшихся интенсивному испарению, накапливались химические осадки: гипсы и каменная соль.

Обособившаяся от моря и постепенно высыхавшая крупная лагуна Гаурдак-Кугитангского района представляла особенно благоприятную среду для образования разных полезных ископаемых. Здесь в начальные моменты жизни лагуны происходило образование сероносной известняково-гипсовой толщи, а в конечной стадии образовалась мощная толща каменной и калийных солей.

МЕЛОВОЙ ПЕРИОД

НИЖНЕМЕЛОВАЯ ЭПОХА

Орогенические движения конца юрского периода не привели на территории Туркмении к сколько-нибудь заметной перестройке земной коры. Возобновившиеся с начала мелового периода опускания восстановили палеогеографическую обстановку, в значительной степени напоминавшую ту, которая существовала в середине верхнеюрской эпохи. Однако опускания в это время были значительно более медленными, чем при верхнеюрской трансгрессии, и море постепенно завоевывало покинутые им в конце юрского периода площади. Слабая расчлененность поверхности суши в условиях сухого климата и, повидимому, отсутствие сколько-нибудь заметного притока пресных вод с континента обусловили возникновение впереди медленно наступавшего моря полуобособленных лагун, в которых происходило накопление гипсов и гипсоносных терригенных осадков, заменявшихся на континенте красноцветными глинами и песчаниками. Небольшие передвижки береговой линии вызывали в пограничных участках чередование морских, лагунных и континентальных осадков.

В самом начале мелового периода возобновился нормальный морской режим в Копетдагской геосинклинали, где морские отложения валанжинского яруса или согласно лежат на лагунно-морских образованиях конца юрского периода, или же, как в Большом Балхане, лежат трансгрессивно на размытой поверхности юрских отложений, местами подстилаясь красноцветными конгломератами. С этого момента в течение первой половины нижнемеловой эпохи Копетдагская геосинклиналь представляла собой область накопления преимущественно карбонатных осадков, достигавших суммарной мощности многих сотен метров.

При общем сходстве условий седиментации с существовавшими в верхнеюрскую эпоху, в первой половине нижнемеловой эпохи имелись и явные отличия. Они заключались в том, что нижнемеловые известняковые толщи отлагались в более мелководных условиях, что выразилось в неоднородности толщи, заметном содержании терригенного материала, который в некоторых пластах преобладает над карбонатным, в характере известняков, состоящих нередко главным образом из оолитов или обломков раковин и скелетных образований донных организмов, свойственных мелководным участкам моря. Особенно характерны для неокомского моря рудисты, колониальные кораллы, разнообразные морские ежи и крупные фораминиферы, обитавшие в теплых морях приэкваториального пояса.

Накопление карбонатных осадков в начале нижнемеловой эпохи было обусловлено в Копетдагской геосинклинали не удаленностью суши, береговая линия которой временами располагалась в непосредственной близости от участков, где отлагались известняки, а отсутствием заметного сноса с континентов. Последнее в свою очередь было вызвано равнинностью прилегавшей суши и сухим климатом, при котором сносившийся с возвышенностей материал почти не достигал моря, а отлагался на прибрежных равнинах.

Лагуны, образовавшиеся при тектонических движениях конца юрского периода по северной и северо-восточной окраинам геосинклинальной зоны (районы Куба-Дага и Гаурдака), в начале мелового периода сохраняли свой обособленный характер и были ареной накопления лагунных и частью даже континентальных осадков. Но временами сюда

вторгались морские воды и в возникавшие заливы проникала морская фауна, правда в обедненном составе по сравнению с участками открытого моря.

Значительное расширение моря в западных районах Туркмении произошло с наступлением барремского века. Барремское море залило районы Красноводского полуострова и Туаркыра, и здесь в области обширных по площади мелководий стали отлагаться маломощные песчано-глинистые осадки с обильной и довольно однообразной морской фауной. В начале барремского века море расширило свои пределы и на востоке, где оно залило Гаурдак-Кугитангский район и проникло далеко вглубь Таджикской депрессии. Здесь образовался полуобособленный морской залив, существовавший недолго и в конце барремского века превратившийся в замкнутую лагуну.

С наступлением аптского века существенно изменились условия осадконакопления в Копетдагской геосинклинали. Карбонатные осадки сменились осадками терригенного происхождения, и в течение второй половины нижнемеловой эпохи и начала верхнемеловой эпохи в Копет-Даге происходило накопление мощной (до 2000—2500 м) толщи песчано-глинистых осадков. Накопление этой толщи указывает на возобновившийся в крупных размерах снос обломочного материала с континента. Наиболее вероятным источником этого материала являлась область, расположенная к югу от Копет-Дага, в пределах Ирана, где в это время, повидимому, произошли поднятия значительных участков суши, которая стала усиленно разрушаться атмосферными агентами.

В противоположность этой области, северные районы Туркмении и прилегающие к ней Устюрт и Мангышлак в начале аптского века претерпели дальнейшее погружение, и туркменское море впервые в меловой период получило широкое сообщение через Мангышлак с морем Русской платформы. В верхнеаптское и нижнеальбское время погружение продолжалось и береговая линия морского бассейна отодвинулась далеко к востоку. При максимальной трансгрессии, имевшей место в нижнеальбское время, море покрыло всю площадь Туркмении и распространилось далеко к востоку за ее пределы. Остатки морских нижнеальбских отложений, сохранившиеся в водораздельной части Султануиз-Дага, показывают, что и этот хребет не являлся препятствием для морской трансгрессии. Южнее в верхнеаптское время море вновь залило Гаурдак-Кугитангский район, а в нижнеальбское время оно проникло далеко к востоку в области Гиссарского хребта и Таджикской депрессии, образовав здесь обширный морской залив, который, в отличие от залива барремского времени, имел на западе широкое сообщение с открытым морем, что обусловило возможность проникновения сюда обильной фауны аммонитов.

Образовавшийся в результате указанных погружений обширный морской бассейн характеризовался однообразием физико-географических условий. На всей площади его происходило накопление содержащих глауконит песчано-глинистых осадков. Различия в мощностях между геосинклинальной зоной Копет-Дага и прилегающей к ней с севера территорией стали менее резкими, хотя более значительное накопление осадков в Копет-Даге и продолжалось до конца нижнемеловой эпохи. Изменившиеся условия осадконакопления, по сравнению с первой половиной нижнемеловой эпохи, сопровождалось изменениями в составе фауны, среди которой пышное развитие приобрели головоногие моллюски, свойственные более удаленным от берега участкам открытого моря.

Конец нижнемеловой эпохи ознаменовался небольшими поднятиями на востоке, в области варисцийской складчатости Западного Тянь-Шаня. В результате этих поднятий береговая линия моря отодвинулась к западу и северо-восточная окраина Туркмении частично поднялась выше уровня моря. К этому же времени относятся слабые орогенические движения в некоторых участках Копетдагской геосинклинали; они выразились в появлении на западе несогласия внутри альбской толщи и между альбом и сеноманом. Наиболее резко эти движения проявились на Малом Балхане, где была размыта значительная часть толщи альбских отложений. Движения эти имели здесь лишь местный характер и не отразились на общем ходе осадочного процесса.

ВЕРХНЕМЕЛОВАЯ ЭПОХА

На рубеже нижнемелового и верхнемелового времени произошли крупные погружения в областях к югу и востоку от границ Туркменской ССР. В результате этих погружений существенно изменилась общая палеогеографическая обстановка в западной части Азиатского континента. Непосредственно в пределах Туркмении эти погружения не привели к перераспределению суши и моря, поскольку морской режим конца нижнемеловой эпохи продолжался без перерыва и в верхнемеловое время; они сказались, однако, в особенностях распределения фаций и фауны.

В течение всей верхнемеловой эпохи на территории Туркмении господствовал морской режим. Лишь в конце ее морские условия местами сменились лагунными и, возможно, континентальными. По характеру морских осадков и составу заключенной в них фауны наблюдаются существенные различия между западной (большой по площади) и восточной (меньшей по площади) частями страны.

В западных и центральных районах Туркменской ССР начало верхнемеловой эпохи не привело к сколько-нибудь заметному изменению условий осадконакопления. В сеноманский век здесь продолжали отлагаться терригенные осадки, аналогичные тем, какие образовались во второй половине нижнемеловой эпохи. Следует лишь отметить более резкие различия в мощностях между геосинклинальной зоной Копет-Дага, где мощность сеноманского яруса превышает 500 м, и более северными районами, где мощность этого яруса не превосходит нескольких десятков метров. Эти особенности указывают, с одной стороны, на продолжавшееся прогибание Копетдагской геосинклинали, а с другой — на то, что источники сноса на юге, дававшие обломочный материал в аптское и альбское время, продолжали существовать и в начале верхнемеловой эпохи. Сходство в фациальных условиях между сеноманским ярусом и верхними ярусами нижнего мела отразилось и на составе фауны, в которой попрежнему крупная роль принадлежала представителям класса головоногих моллюсков.

С наступлением туронского века условия накопления осадков существенно изменились. К этому времени возвышенности на юге были, вероятно, в значительной степени разрушены и погребены под уровнем наступающего моря. В результате западная часть Туркмении стала ареной накопления преимущественно карбонатных пелагических илов, в известной мере аналогичных тем, которые отлагались в это время на Северном Кавказе и в Западном Казахстане. Некоторым отличием от последних являлось то, что в Туркмении эти илы в большей своей части

характеризовались заметным содержанием глинистого материала и типичный пишущий мел имел весьма ограниченное распространение. Одновременно с изменением осадков резко изменился и состав фауны, среди которой наряду с пышным расцветом фораминифер значительное распространение приобрели иноцерамы, морские ежи и плеченогие, в предшествовавшее время игравшие подчиненную роль.

Указанная смена условий осадконакопления не везде произошла одновременно. В то время как в Копет-Даге накопление карбонатных пород началось с наступлением туронского века, в Туаркыре преобладающую роль в туроне играют известковистые глины, а восточнее, в районе Карашора, в Юго-Восточном Устюрте и в прилегающих к ним северных районах Туркмении в туронское время продолжали отлагаться неизвестковистые глины и песчаники, лишь с переходом к сенонскому времени сменившиеся карбонатными илами. Условия несколько изменились в самом конце верхнемеловой эпохи, когда пелагические илы местами (например, в Туаркыре и Большом Балхане) сменились органогенно-обломочными известняками, состоящими из обломков мшанок, пластинчатожаберных, морских ежей и других остатков донных организмов.

Обращают на себя внимание ослабление прогибания морского дна в геосинклинали в начале рассматриваемого времени (турон — сантон) и новое усиление позднее (кампан — маастрихт), в результате чего мощности двух последних ярусов во много раз превосходят мощности предыдущих. К северу от геосинклинальной зоны накопление осадков происходило более равномерно, и общая мощность отложений здесь попрежнему значительно уступала мощности отложений Копет-Дага.

В течение верхнемеловой эпохи местами имели место перерывы в осадконакоплении. Они, однако, не отразились на общем ходе осадочного процесса, и, возможно, причиной их было не осушение той или иной площади, а лишь временное прекращение седиментации на отдельных участках морского дна. Следы таких перерывов отмечаются в начале туронского века и в предсантонское время.

Существенно иные фациальные условия были в верхнемеловое время в восточных районах Туркмении, а также далее к востоку, за ее пределами. В самом начале верхнемеловой эпохи под уровень моря погрузился массив Центрального Ирана, который в течение всего юрского и нижнемелового времени в большей своей части оставался сушей и препятствовал широкому сообщению между морем, заливавшим площадь Туркмении и Северного Ирана, и располагавшимся южнее приэкваториальным морем (Гетисом). Погружение этого массива привело к проникновению с юга в восточную часть Средней Азии теплых экваториальных вод, которые широко распространились, затопив большие площади в области разрушенных к этому времени варисцийских горных сооружений Тянь-Шаня и Памиро-Алая. Береговая линия этого моря была сильно изрезанной, и над уровнем моря поднимались в виде островов и полуостровов возвышенные участки поверхности, являвшиеся источником отлагавшегося в море терригенного материала.

В результате в восточных районах Туркмении в верхнемеловое время происходило накопление терригенных, преимущественно глинистых осадков, наряду с которыми образовывались пласты известняков, состоящих главным образом из остатков раковин пластинчатожаберных и других донных организмов. Фауна этих отложений резко отличается от фауны, свойственной верхнемеловым отложениям более западных рай-

нов Туркмении. Она состоит в основном из устриц и других пластинчатожаберных (в частности, характерны рудисты), наряду с которыми присутствуют морские ежи и аммониты. Последние более многочисленны в отложениях туронского яруса, когда море было наиболее глубоководным. Среди фауны заметную роль играют пришельцы из приэкваториального пояса, наряду с которыми наблюдается пышный расцвет местных форм, неизвестных в других областях. В связи с сухим климатом, обусловившим незначительный приток пресных вод с континента, воды этого моря даже в прибрежных участках отличались, повидимому, повышенной соленостью, а в небольших лагунах происходило образование гипсов.

Несмотря на резкие фациальные и фаунистические различия между верхнемеловыми отложениями восточных районов Туркмении и более западной ее частью, эти две различающиеся в палеогеографическом отношении области, повидимому, не были разделены каким-либо барьером, а входили в единый морской бассейн. При этом граница между двумя областями, характеризовавшимися различными типами осадков, не была постоянной, а перемещалась. Так, в восточных районах Копет-Дага и в Бадхызе в течение значительной части верхнемеловой эпохи существовали физико-географические условия, свойственные более западным районам, а в конце эпохи (в кампанское и маастрихтское время) они сменились условиями, аналогичными тем, которые существовали на востоке. Основная причина указанных выше различий западной и восточной частей морского бассейна, по всей вероятности, заключалась в распределении морских течений и обусловленных ими различиях в температурном режиме морского бассейна.

Конец мелового периода характеризовался поднятиями, в результате которых береговая линия моря значительно отступила к западу. На северо-востоке в датское время море покинуло площадь, прилегающую к Аму-Дарье, и, вероятно, значительную часть Каракумов. Южнее, в Бадхызе и Восточном Копет-Даге, образовались обширные лагуны, в которых происходило накопление гипсов и красноцветных гипсоносных пород. В более западных районах регрессия моря в датский век не проявилась. Наоборот, в Туаркыре море даже расширило свои пределы после кратковременного отступления в конце маастрихтского века, что вызвало трансгрессивное залегание датского яруса на размытой поверхности маастрихтских и кампанских отложений.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРА

ТРЕТИЧНЫЙ ПЕРИОД

ПАЛЕОГЕНОВАЯ ЭПОХА

Восходящие движения земной коры, начавшиеся на территории Туркменской ССР в конце мелового периода, продолжались и в начале палеогеновой эпохи. Они привели к временному сокращению размеров морского бассейна и выразились в появлении в ряде районов перерыва между отложениями верхнего мела и палеогена и в выпадении местами из разреза нижних горизонтов палеогена. В Большом Балхане и восточных районах Копет-Дага с этими поднятиями было связано накопление в начале палеогеновой эпохи более грубозернистых песчаных осадков (кяризская свита в Большом Балхане, свита кварцевых песчаников на вос-

токе Копет-Дага), указывающих на возникновение местных источников сноса.

Однако указанные поднятия, повидимому, не сопровождалось явно выраженными складкообразовательными движениями, и размывом была охвачена лишь сравнительно небольшая часть верхнемелового разреза. В результате палеогеновые отложения почти всюду подстилаются слоями маастрихтского и датского ярусов, причем между ними не обнаруживаются явных признаков углового несогласия. Исключение представляет лишь район низовьев Аму-Дарьи, где в пограничных участках Туркмении и Узбекистана местами палеогеновые отложения лежат непосредственно на слоях сантона или турона. Здесь, очевидно, поднятия были значительные и, возможно, происходило образование пологих складок.

Восходящие движения, происходившие в начале палеогеновой эпохи, позднее сменились новыми опусканиями, и палеогеновая эпоха в целом характеризовалась на территории Туркмении господством морского режима. Недостаточная изученность стратиграфии палеогеновых отложений не дает возможности проследить ход морской трансгрессии. Судя по имеющимся данным, трансгрессия началась с палеоэоценового времени и достигла своего максимума в среднеэоценовое время, когда почти вся территория страны оказалась вновь покрытой морем. Постепенный ход трансгрессии и равнинный характер заливавшейся суши (за исключением, может быть, отдельных незначительных возвышенностей в Копет-Даге, Большом Балхане и в низовьях Аму-Дарьи) привели к тому, что палеогеновые отложения почти всюду залегают с видимым согласием на меловых слоях и базальные конгломераты нигде не констатированы.

Физико-географические условия в различных частях палеогенового моря не были одинаковы и в течение рассматриваемой эпохи претерпевали неоднократные изменения. В деталях они еще не могут быть восстановлены вследствие недостаточной изученности стратиграфии и нерешенности многих вопросов синхронизации отложений различных районов.

Остановимся лишь на самых основных чертах палеогеографии палеогенового времени. Более подробно эти вопросы разбирались выше, в статье А. В. Данова (стр. 240).

На севере и северо-западе Туркмении в течение палеогеновой эпохи условия седиментации были более или менее сходны на обширной площади от юго-восточных чинков Устюрта до Красноводска. В начале и в середине палеогеновой эпохи здесь отлагались преимущественно карбонатные и карбонатно-глинистые пелагические осадки с обильной фауной фораминифер, аналогичные тем, которые отлагались в это же время по ту сторону Каспия, на Северном Кавказе. Позднее, в олигоценовое время, а местами и в конце эоценового, они сменились однородной толщей бескарбонатных глин, широко распространенных в это время также к северу от границ Туркмении, в Западном Казахстане. В палеогене рассматриваемой части Туркмении редки остатки макрофауны, кроме зубов рыб, которые обильно представлены в отложениях верхнеэоценового возраста.

Литологические особенности пород и их постоянство на обширной территории показывают, что мы имеем здесь дело с осадками открытого морского бассейна в его сравнительно глубоководных, удаленных от берега участках. Лишь в самом начале палеогеновой эпохи местами (Туаркыр) отлагались известковистые песчаники и известняки неболь-

шой мощности с устрицами и другой фауной, указывающей на мелководные условия образования этих отложений. Образование осадков происходило при неравномерном погружении, что обусловило значительные колебания в мощностях осадков. В областях относительных прогибов общая мощность палеогена достигает четырех-пяти сотен метров, тогда как в областях относительных поднятий она уменьшается до 120—150 м. Наиболее значительное накопление осадков происходило в верхнеэоценовое время, в течение которого местами отложилась толща осадочных пород мощностью до 350 м.

Иные условия существовали в Копетдагской геосинклинали. Значительные мощности накопившихся здесь осадков (до 2000 м в Западном Копет-Даге) показывают, что геосинклиналь продолжала прогибаться и в палеогеновое время. Однако, в отличие от мелового периода, в палеогеновую эпоху геосинклиналь, повидимому, не представляла единого, равномерно прогибавшегося участка земной коры, а различные части ее находились в различных геотектонических условиях. Об этом свидетельствуют непостоянство разреза, значительные колебания в мощностях отложений и фаунистические различия между отложениями различных участков геосинклинальной зоны.

Особенно большие различия в отношении условий образования осадков и состава заключенной в них фауны наблюдаются между палеогеновыми разрезами Западного Копет-Дага, с одной стороны, и восточных районов Копет-Дага, с другой. На западе в палеогеновое время отлагалась мощная толща внизу глинисто-мергелистых, а выше преимущественно глинистых осадков, которая как по литологическим особенностям, так и по составу фауны (остатки рыб, фораминиферы) легко сопоставляется с палеогеновыми отложениями юго-восточного окончания Кавказа. На востоке развиты очень непостоянные в литологическом отношении отложения, представленные песчаниками, глинами и мергелями, местами с пластами известняков, которые по своим особенностям и составу заключенной в них фауны (устрицы и другие пластинчатожаберные) могут быть сопоставлены с отложениями восточных районов Средней Азии. Особые палеогеографические условия были также в Бадкхизе, где, в частности, в эоценовых отложениях указывается наличие нуммулитов, которые неизвестны в других местах Туркмении, но широко развиты южнее, в Северном Иране.

Отмеченные различия указывают на сложность физико-географической обстановки в Копетдагской геосинклинали в палеогеновое время. Эта сложность, возможно, была обусловлена началом распада геосинклинали и обособлением в ней отдельных сообщавшихся между собой бассейнов, разделенных участками, возвышавшимися над уровнем моря и служившими источниками сноса терригенного материала. В частности, по мнению О. С. Вялова (1951), в начале палеогенового времени в пределах геосинклинали существовали два более или менее обособленных бассейна, сообщавшиеся между собой сравнительно узким проливом.

Восточная окраина Туркмении — Гаурдак-Кугитангский район и прилегающие к нему части страны — в палеогеновое время была ареной накопления среднеазиатского типа морских осадков, широко распространенного далее к востоку, на территории Узбекской и Таджикской ССР. Характерные особенности этого типа — образование в начале палеогенового времени (бухарский век) гипсоносных карбонатных пород со своеобразной фауной пластинчатожаберных, а позднее преимущественно глинистой толщи с многочисленными пластами ракушечника, состоя-

щими из раковин устриц, чрезвычайно многочисленных по количеству индивидуумов, но представленных немногими видами. Это отложения мелководного, глубоко вдававшегося в сушу моря с сильно изрезанной береговой линией, временами превращавшегося в полуобособленную лагуну.

К середине палеогенового времени относятся проявления в Туркмении вулканической деятельности. Они хорошо выражены на крайнем юге страны, в Бадхызе, где имело место троекратное излияние андезитов и базальтов, образовавших обширные покровы, сопровождавшееся накоплением туфов и туфобрекчий.

Присутствие вулканогенных образований отмечается также в более западных районах, в частности в Большом Балхане, где вулканогенное происхождение имеют, повидимому, флоридиновые глины и бентониты, приуроченные к эоценовым отложениям. По мнению А. В. Данова, образование этих пород связано не с извержениями вулканов на территории Туркмении, а с приносом вулканического пепла с запада, из области Южно-Каспийской впадины или Закавказья.

Конец палеогенового времени характеризовался на территории Туркмении поднятиями, обусловившими постепенное сокращение размеров морского бассейна. Уже в конце эоценового времени в Бадхызе, наряду с отложениями с морской фауной, образовались осадки с прекрасно сохранившимися остатками наземных растений. В олигоценовое время поднятия охватили большие площади на юге и востоке страны. В восточных районах Копет-Дага, в Бадхызе и Гаурдак-Кугитангском районе морские отложения олигоценового возраста неизвестны. Здесь отложения морского эоцена покрываются континентальными осадками (карагауданская свита Копет-Дага, красноцветные отложения Гаурдак-Кугитангского района), которые представляют собой продукты сноса с горных хребтов, поднимавшихся в это время к югу и востоку от границ Туркмении, а частично, может быть, и в пограничных участках последней. Образование этих осадков, начавшееся в конце палеогенового времени, продолжалось и с переходом к неогеновой эпохе.

Восходящие движения земной коры, начавшиеся на юге и востоке страны, постепенно распространились к северу и западу, и на рубеже палеогеновой и неогеновой эпох море, повидимому, почти полностью покинуло территорию Туркмении. Дольше, чем в других местах, сохранялся морской режим в западных районах Копет-Дага, где имеются морские отложения не только нижнего и среднего, но, повидимому, и верхнего олигоцена.

НЕОГЕНОВАЯ ЭПОХА

Неогеновая эпоха на территории Туркмении, как и в других областях, охваченных альпийским диастрофизмом, была временем интенсивных тектонических движений, которые коренным образом изменили облик страны и определили основные черты ее современного ландшафта.

Выше уже было сказано о восходящих движениях, начавшихся в олигоценовое время на юге и востоке и постепенно распространившихся на северные и западные районы. На рубеже палеогеновой и неогеновой эпох и в начале неогенового времени эти поднятия сопровождались складкообразовательными процессами, которые в той или иной степени проявились на всей площади Туркмении. Именно в это время была создана современная складчатость обширных пространств северной, большей по площади части Туркменской ССР. Эти движения не от-

личались здесь большой интенсивностью и привели к формированию крупных пологих складок с углами падения, редко превышающими 15—20°; нередко образование этих складок сопровождалось дизъюнктивными дислокациями, которые наибольшее развитие получили в сводовых частях крупных антиклиналей. К этому времени относится также инверсия в Копетдагской геосинклинали, где, как справедливо отмечает П. И. Калугин, были заложены первые контуры современной горной страны и область накопления осадков в значительной своей части превратилась в область сноса. В рассматриваемое время началось формирование главнейших антиклинальных хребтов в Копет-Даге и Большого и Малого Балханов, которые, однако, повидимому, еще не достигали своих современных высот.

В течение всего нижнемиоценового времени территория Туркмении, повидимому, почти совершенно не покрывалась морскими водами. Лишь на севере, в области, примыкающей к Юго-Восточному Устурту, в последнее время обнаружены осадки морского нижнего миоцена, залегающие, судя по имеющимся данным, несогласно на нижнем или среднем олигоцене. Морские воды проникли сюда, вероятно, с севера или северо-запада.

Физико-географическая обстановка изменилась в среднемиоценовое и сарматское время, когда возобновившиеся опускания привели к затоплению обширной площади. В это время море покрывало западную половину равнинных пространств Туркменской ССР и омывало возвышенности Большого Балхана и Куба-Дага и западной половины Копет-Дага, а также низкий остров Туаркыра, который, впрочем, в сарматский век, вероятно, был почти целиком покрыт морскими водами.

Среднемиоценовое и сарматское море было частью обширного внутреннего моря Понто-Каспийской области, которое или было совершенно замкнуто, или временами приобретало весьма ограниченную связь с океаном. Оно было заселено довольно однообразной фауной, состоящей главным образом из пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков; состав этой фауны в различные моменты изменялся в зависимости от солености вод, наличия или полного отсутствия связи с океаном и других физико-географических условий. Очертания бассейна не были постоянны и береговая линия изменяла свое положение, достигнув максимального продвижения на восток в начале сарматского века.

Накопление осадков происходило на фоне продолжавшегося роста антиклинальных складок, который, однако, был значительно ослаблен по сравнению с предшествовавшим временем. Результатом этого была некоторая неравномерность осадочного процесса на площади с увеличением мощности осадков в синклиналиях и уменьшением ее в антиклиналях, однако эти колебания не достигали больших величин. Общая мощность накопившихся за среднемиоценовое и сарматское время осадков достигает 120—180 м и постепенно убывает в восточном направлении.

Низменные берега и сухой климат на суше были причиной слабого поступления в море терригенного материала и, как следствие этого, широкого распространения органогенных (известняки-ракушечники) и химических (гипсы) осадков. Исключение из указанной палеогеографической обстановки представлял лишь район Западного Копет-Дага, где осадконакопление происходило на фоне продолжавшегося роста антиклинальных хребтов и прогибания предгорной и межгорных впадин. В результате в последние происходило накопление мощной толщи осадков (свыше 500 м), в значительной степени состоящих из обломочного материала,

снесенного с горных возвышенностей и отлагавшегося на дне моря или на побережье. Следует отметить, что указанное увеличение в Копет-Даге мощности осадков относится главным образом к отложениям, образовавшимся в сарматский век, когда, очевидно, и возобновилось, после временного прекращения, воздымание антиклинальных хребтов.

Что представляла собой в рассматриваемое время восточная часть страны, куда не достигали морские воды, пока неясно, главным образом вследствие того, что не установлено, какие именно континентальные осадки восточных районов могут быть сопоставлены с морскими миоценовыми осадками западных районов. Повидимому, на востоке, к северу от Копет-Дага, располагалась низменная равнина со слабо развитой речной сетью, на которую выносились в сравнительно незначительном количестве продукты разрушения из горных областей, располагавшихся на юге и на востоке.

В конце миоценового времени возобновились восходящие движения, которые продолжались и в начале плиоценового времени. В результате этих поднятий, происходивших неравномерно, с небольшими пульсациями, к концу сарматского времени море полностью покинуло территорию Туркмении, в эоценовый век оно на короткий срок вновь проникло на ее северо-западную окраину, а в понтический век его береговая линия, повидимому, располагалась к западу и отчасти к северу от границы Туркменской ССР¹. В равнинных областях эти поднятия сопровождалось очень слабыми складкообразовательными движениями, которыми были созданы незначительные волнообразные изгибы миоценовых отложений.

Более интенсивные тектонические движения происходили в горных областях. В конце миоценового — начале плиоценового времени была окончательно сформирована складчатая структура Большого Балхана и Куба-Дага, которая позднее претерпевала лишь дизъюнктивные дислокации и, может быть, общее воздымание. В Копет-Даге в результате орогенических движений, начавшихся, повидимому, еще в сарматское время и продолжавшихся до начала плиоценового времени включительно, были сформированы основные элементы современной складчатой структуры и возникли дизъюнктивные дислокации, в том числе и надвиг термальной зоны. Интенсивные тектонические движения, несомненно, происходили также в Паропамизе и в юго-западных отрогах Гиссарского хребта.

Складчатые движения сопровождалось в горных областях Туркмении общим воздыманием. Именно в послесарматское время в Копет-Даге и других горных областях был создан горный рельеф с большими высотами. В результате усилился снос с гор обломочного материала и у подножия их образовались предгорные накопления. Подобные предгорные накопления, образовавшиеся в конце миоценового — начале плиоценового времени, широко распространены во всех горных областях Туркмении. Мощность их весьма значительна и, например, в Копет-Даге нередко превышает 1000 м.

Более или менее одновременно с воздыманием горных хребтов на территории Туркмении горообразовательные процессы охватили области, лежащие за пределами республики. Для рассматриваемой территории наибольшее значение имело создание высоких горных цепей в Памиро-Алайской системе и на Паропамизе. Таяние образовавшихся там ледни-

¹ В последнее время обнаружены следы морского понта в пределах Прикаспийской депрессии.

ков явилось причиной возникновения мощных речных потоков, которые выносили продукты разрушения гор далеко на равнину. К рассматриваемому времени (конец миоценового—начало плиоценового) скорее всего следует относить основную часть континентальных, в значительной степени, повидимому, аллювиальных отложений, широко распространенных на площади Северных и Юго-Восточных Каракумов. Мнение о более молодом, верхнеплиоценовом возрасте этих отложений, высказывавшееся некоторыми авторами (Огнев, 1932; Петрушевский, 1937в; Ямнов и Кунин, 1953), едва ли правильно, хотя местами накопление самых верхних частей указанной толщи могло происходить и в верхнеплиоценовое время.

Согласно Б. А. Федоровичу (1940б, 1946, 1952), наиболее значительную роль в образовании рассматриваемых отложений играла крупная река, предшественница современной Аму-Дарьи, вытекавшая из высокогорной области Памиро-Алая и формировавшая обширную аллювиальную равнину на площади Каракумов. Большое участие в формировании неогеновых континентальных толщ Каракумской пустыни на юге принимали также реки, текшие с Паропамиза, а на востоке, возможно, реки, стекавшие с западных отрогов Тянь-Шаня.

Несмотря на значительное поступление речных вод с гор, климат туркменских равнин оставался сухим и вне площади накопления речных осадков в послесарматское время началось образование бессточных впадин, врезавшихся в миоценовый покров. В окраинных зонах, как, например, в западной части Заунгузья, где накопление аллювия, вероятно, началось только в плиоценовое время, аллювиальные отложения лежали на уже расчлененную предшествовавшими процессами поверхность, которая местами несколько преобразовалась эрозией проникших сюда речных потоков.

Повидимому, в середине плиоценового времени усилились процессы опускания, охватившие значительные участки площади. Это привело к усилению расчлененности рельефа в не охваченных опусканиями частях территории. Регрессия понтического моря, вызвавшая полное осушение территории Закаспия, в значительной степени, вероятно, была связана с глубокими погружениями в области дна современного Каспийского моря. Одновременно с южной впадиной Каспия, которая в это время, очевидно, была впервые сформирована как обособленная депрессия, погружениями была охвачена и прилегающая к ней с востока Прикаспийская низменность. На площади последней началось накопление мощной красноцветной толщи, которая образовалась, повидимому, в основном в среднеплиоценовое время, одновременно с продуктивной толщей (балаханской свитой) Апшеронского полуострова. В составе этой толщи наряду с местным материалом большое участие принимает терригенный материал, принесенный речными потоками с востока, который в среднеплиоценовое время, повидимому, впервые стал достигать Каспийского побережья.

Погружение Прикаспийской низменности и впадины Южного Каспия при сравнительно высоком положении Красноводского полуострова создало интенсивные напряжения в пограничной зоне, которые разрешились образованием разломов по южному краю полуострова. Движения по этим разломам продолжались и позднее, в верхнеплиоценовое и четвертичное время.

Среднеплиоценовые опускания, возможно, частично распространились и на площадь Центральных Каракумов. Большая же часть этой площади была охвачена эрозионной деятельностью текших с востока рек,

что и привело к началу обособления Низменных Каракумов от Заунгузья.

В начале верхнеплиоценового времени опускания распространились на значительную часть территории Туркмении. Они обусловили проникновение сюда вод акчагыльского моря. Это море залило Прикаспийскую низменность и Красноводский полуостров, образовало пролив между Большим Балханом и Туаркыром, окружило Малый Балхан, распространилось в западной части Каракумов, подступило с севера к Копет-Дагу и проникло в синклинальные депрессии между хребтами Западного Копет-Дага. Акчагыльское море, как известно, было внутренним; оно ограничивалось Каспийской областью и лишь в течение короткого времени имело сообщение по узкому проливу с Черноморским бассейном. Море было заселено оригинальной фауной, проблема происхождения которой еще не разрешена.

Акчагыльской трансгрессии соответствовало во времени ослабление тектонических движений в Копет-Даге и других горных хребтах, что вызвало значительное уменьшение и местами почти полное прекращение сноса с гор грубообломочного материала. Однако тектонические движения все же продолжались; они обуславливали непостоянство в положении береговой линии, большое разнообразие фаций и значительные колебания в мощностях накопившихся осадков.

Среди отложений акчагыльского моря встречаются глинистые и мергелистые осадки более глубоководных участков, ракушечные известняки мелководной, преимущественно песчаные, нередко обогащенные гальками осадки в местах усиленного поступления продуктов разрушения суши и, наконец, химические осадки в обособленных лагунах. Как и для миоценового времени, выделяется зона предгорных и межгорных впадин, где мощность акчагыла достигает нескольких сот метров, тогда как в других местах она измеряется десятками метров или немного превышает сотню метров.

В конце плиоценового времени вновь усилились тектонические движения в Копет-Даге. Складкообразовательные процессы этого времени охватили в той или иной степени весь Копет-Даг. Проявления их особенно отчетливо выражены в западной его части и в зоне северных предгорий, где отложения акчагыла были собраны в мелкие, но нередко весьма крутые складки. К этому времени П. И. Калугин относит окончательное формирование Главного Копетдагского надвига. Воздымание горных хребтов вызвало новое усиление сноса с гор обломочного материала, который образовал верхнюю из трех континентальных толщ, отлавливаемых в предгорьях.

На востоке в верхнеплиоценовое время продолжалось формирование складок Гаурдак-Кугитангского района. Однако здесь отделить эти движения от более ранних движений конца миоценового — начала плиоценового времени не представляется возможным. Повидимому, движения конца плиоценового времени были здесь наиболее интенсивными и создали в основном складчатую структуру этого района.

В противоположность этому, Прикаспийская низменность в конце плиоценового времени была областью глубокого прогибания. Она была залита водами апшеронского моря, на дне которого происходило накопление мощной толщи песчано-глинистых осадков мощностью в Прибалханском районе в несколько сот метров, а в прогибах, судя по геофизическим данным, и более тысячи метров. На фоне общего погружения в апшеронское время, а может быть и раньше, на севере низменности

началось формирование серии брахиантиклинальных складок и рассекающих их дизъюнктивов.

Равнинные области Туркмении в конце плиоценового времени не были охвачены складкообразовательными процессами. Однако и они не находились в состоянии тектонического покоя. В это время продолжалось погружение в области Низменных Каракумов, тогда как Красноводский полуостров был охвачен восходящими движениями и превратился в высокое плато, омывавшееся водами апшеронского моря.

Апшеронское море покрывало Прикаспийскую низменность и западную окраину Красноводского полуострова и проникало в западную часть Каракумов, где положение восточной его границы пока не выяснено. Подобно акчагыльскому морю, оно было внутренним, ограниченным Каспийской областью, но отличалось составом фауны, указывающим на более пресноводные условия. В пределах Туркмении Г. И. Поповым отмечаются признаки уменьшения солености вод к востоку, что свидетельствует о поступлении с востока пресных вод.

Физико-географическая обстановка в конце плиоценового времени на территории туркменских равнин вне площади, покрывавшейся апшеронским (и акчагыльским) морем, весьма не ясна. Согласно Б. А. Федоровичу (1952), в плиоценовое время, как и в предшествовавшие эпохи, здесь господствовал сухой субтропический климат с безморозной зимой, жарким летом и резко выраженным сезоном дождей. Накопление мощной песчано-глинистой толщи в апшероне Прикаспийской низменности и отмеченные выше признаки опреснения апшеронских вод в восточном направлении указывают на существование мощной реки, протекавшей по территории Каракумов. Эта река (пра-Аму-Дарья), очевидно, текла по площади Низменных Каракумов, где осадки ее надо искать под более молодыми аллювиальными отложениями. Наличие верхнеплиоценовых аллювиальных или аллювиально-пролювиальных отложений, образованных деятельностью рек, стекавших с Паропамиза, можно предполагать на юго-востоке, в Бадхызе и Карабиле и прилегающих частях Юго-Восточных Каракумов. Здесь к верхнему плиоцену, вероятно, относится верхняя часть континентальной толщи, выделяемая некоторыми авторами под названием «верхней карабильской свиты» и относимая В. В. Шумовым и М. А. Шуршалиной (1947, 1948) к четвертичной системе.

Севернее в верхнеплиоценовое время, вероятно, началось формирование эоловых песчаных гряд в Северных Каракумах, а еще севернее для конца плиоценового времени мы имеем первые фактические данные о существовании внутренних водоемов области Сарыкамышской и Аральской впадин, возникших в уже сформировавшихся к этому времени замкнутых депрессиях.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД

Четвертичный период на территории Туркменской ССР характеризовался постепенным ослаблением тектонической деятельности, хотя последняя не прекратилась вплоть до настоящего времени. Он являлся также временем колебаний уровня Каспийского моря, блужданий Аму-Дарьи и формирования эолового рельефа Каракумской пустыни. В климатическом отношении четвертичный период характеризовался в Туркмении чередованием более влажных и сухих эпох, но при этом климат страны, согласно Б. А. Федоровичу (1952), не выходил за рамки пустынного или полупустынного, отличаясь от сухого климата плиоценового времени по-

явлением морозных зим и исчезновением дождливых сезонов, что характерно для пустынь внетропического пояса.

На территории Туркмении в четвертичное время выделялись две области опусканий, где мощности осадков достигают 150—200 м и даже больше. Первой такой областью являлась Прикаспийская низменность, где седиментация в значительной степени происходила под уровнем морского бассейна. Второй областью являлась равнина Централных (Низменных) Каракумов и прилегающий к ней предгорный прогиб Копет-Дага, где происходило преимущественное накопление аллювиальных (в Каракумах) или пролювиальных (в предгорном прогибе) отложений. На остальной части страны в четвертичное время накопление осадков происходило в значительно меньших количествах, а обширные площади как в горных, так и в равнинных областях почти совершенно лишены четвертичного покрова и представляли собой области преимущественной денудации.

В первой половине четвертичного периода, в бакинский и хазарский века, море Каспийского бассейна распространялось главным образом лишь на Прикаспийскую низменность, временами заливая также западную окраину Краснодарского полуострова и проникая недалеко в западную часть Централных Каракумов. Оно отлагало на Краснодарском полуострове маломощные известняковые и отчасти песчано-глинистые осадки, а в Прикаспийской низменности — мощную толщу песчано-глинистых осадков. Береговая линия не была постоянной, море то подступало к предгорьям Копет-Дага, то отступало к западу, и между ним и Копет-Дагом возникала низменная прибрежная равнина. Эта равнина на юге переходила в дельтовую равнину Атрека, а на севере — в дельтовую равнину пра-Аму-Дарьи. Накопление осадков происходило при продолжавшемся росте антиклинальных складок, в результате чего бакинские и частично хазарские отложения были местами дислоцированы и образовали пологие складки, разбитые сбросами.

На территории Низменных Каракумов в первой половине четвертичного периода (как, вероятно, и в конце плиоценового времени) располагалась обширная аллювиальная равнина, по которой пра-Аму-Дарья несла свои воды в Каспийское море. Особенно многоводной эта река была, по Б. А. Федоровичу, в хазарское время, которое, вероятно, совпадало с максимальным оледенением на Русской платформе. Именно в это время аллювиальная равнина приобрела в окончательном виде свой характерный облик, который позднее был преобразован деятельностью ветра. Хазарский век (и, возможно, конец бакинского) был, по видимому, временем некоторого увлажнения климата, с чем Б. А. Федоровичем (1946) связываются крупные оползни, опоясывающие со всех сторон чинки Устюрта. К этому времени относится проникновение к восточному побережью Каспия по долине пра-Аму-Дарьи крупных млекопитающих, и в частности слонов, остатки которых обнаружены П. В. Федоровым (1945) в северной части Прикаспийской низменности.

На востоке и юго-востоке в первой половине четвертичного периода эрозионной деятельностью пра-Аму-Дарьи и ее левых притоков, а может быть, также и пра-Зеравшана производился размыв неогеновой равнины. К этому времени относится формирование долин Мургаба и Теджена и образование равнины Обручевской степи. Последняя, согласно представлениям В. Н. Кунина и А. А. Ямнова (1953), должна рассматриваться как пролювиально-аллювиальная равнина, образованная деятельностью временных и постоянных потоков, стекавших с Паропамиза.

В северных районах Туркмении в рассматриваемое время, повидимому, происходило заполнение осадками впадин современной и древней (Кунядарьинской) дельт Аму-Дарьи. По представлениям А. А. Ямнова, накопление осадков происходило в результате деятельности речной системы, начинавшейся на севере, в Казахстане, и впадавшей в Аму-Дарью у южного окончания Верхнеузбойского «коридора». Однако не исключена возможность, что здесь располагалась не единая речная система, а ряд озерных водоемов, питавшихся протекавшими с северо-востока реками.

Примерно в середине четвертичного периода произошли два крупных геологических события, изменившие палеогеографическую обстановку на территории туркменских равнин.

Первым таким событием был поворот на север Аму-Дарьи, которая, покинув территорию Низменных Кара-Кумов, прорезала неогеновую толщу Северных Каракумов и устремила свои воды в сторону Аральской впадины. Это послужило причиной начавшегося преобразования аллювиальной равнины Низменных Каракумов деятельностью ветра и превращения ее в песчаную пустыню.

Вторым событием была хвалынская трансгрессия Каспийского моря, уровень которого поднялся более чем на 75 м выше современного. Хвалынское море покрыло большую часть Прикаспийской низменности, залило низменную западную часть Красноводского полуострова, проникло вглубь Каракумов примерно до меридиана Кизыл-Арвата и образовало глубоко вдававшийся в сушу залив вдоль северного края Чильмамедкумов. После достижения наивысшего уровня, который сохранялся сравнительно недолго, последовало постепенное его снижение. Снижение уровня шло неравномерно, с временными остановками и даже повторными небольшими подъемами. Особенно отчетливо выразился повторный подъем позднехвалынского (по П. В. Федорову) времени, когда уровень моря, после довольно значительного понижения, вновь поднялся более чем на 25 м выше современного.

Хвалынское море оставило на территории Туркмении сравнительно маломощную толщу преимущественно песчано-галечных осадков. Многочисленные раковины каспийских моллюсков свидетельствуют о физико-географических условиях, близких к условиям современного Каспия. Отсутствие пресноводных раковин даже в наиболее восточных выходах отложений указывает, что в течение большей части хвалынского времени не было поступления пресных вод с востока, со стороны Каракумов.

На юге колебания уровня хвалынского моря и его общее постепенное понижение вызывали передвижение дельты Атрека, которая в начале хвалынского времени располагалась у предгорий Копет-Дага, а позднее постепенно продвигалась к западу.

Палеогеографическая обстановка изменилась в конце хвалынского века. В это время Аму-Дарья одним из своих рукавов, а в течение сравнительно небольшого промежутка времени, может быть, всем своим потоком направилась в сторону Сарыкамыша. Воды Аму-Дарьи заполнили Сарыкамышскую и Ассакауданскую впадины и значительную часть Верхнеузбойского коридора. Как было сказано выше, внутренний бассейн в районе Сарыкамыша существовал еще в конце плиоценового времени. История Сарыкамышской впадины в начале четвертичного времени не вполне ясна; во всяком случае, перед проникновением в нее амударьинских вод она была значительно переработана и углублена в субаральных условиях. После проникновения сюда амударьинских вод здесь обра-

зовалось обширное пресное озеро, населенное довольно однообразной, но обильной фауной моллюсков.

Заполнение Сарыкамышской впадины амударьинскими водами было непосредственной причиной возникновения Узбоя — реки, вытекавшей из Сарыкамышского озера и впадавшей в Каспийское море. Эта река существовала до тех пор, пока Аму-Дарья не повернула целиком в Аральское море. С этого времени Сарыкамышское озеро стало усыхать, а Узбой прекратил свое существование.

Последний этап истории Каспийского бассейна, относящийся уже к современной геологической эпохе, характеризовался новым подъемом уровня моря, которое, однако, не поднялось выше 7 м над современным уровнем. Это повышение уровня соответствовало времени, когда в Каспийское море проник из Черноморского бассейна моллюск *Cardium edule* L., широко распространившийся и на туркменском побережье Каспия. Во время этой новокаспийской трансгрессии Узбой еще впадал в Каспийское море, на что указывают пресноводные моллюски, распространенные вместе с *Cardium edule* L. в приузбойской части побережья. Позднее возобновилось падение уровня моря, которое, после ряда колебаний, особенно усилилось за последние 20—25 лет. В Сарыкамышской впадине после прекращения поступления амударьинских вод и высыхания озера существовали мелкие озера. Но, как показали новейшие исследования, в эпоху позднего средневековья амударьинские воды на сравнительно короткий срок вновь заполнили впадину и в ней образовалось обширное озеро, уровень которого лишь немного уступал уровню ранее существовавшего водоема.

Вторая половина четвертичного времени характеризовалась на равнинах Туркмении почти полным прекращением движений земной коры. Хвалыньские отложения почти всюду не затронуты дислокациями и береговой вал максимальной трансгрессии хвалынского моря хорошо выдерживается на всем туркменском побережье Каспия приблизительно на одной и той же высоте. В низовьях Мургаба и Теджена в это время формировались субаральские дельты, слепо заканчивавшиеся в Каракумской пустыне. Б. А. Федорович и А. С. Кесь (1934) указывают на наличие в низовьях Мургаба четырех последовательно образовавшихся дельт, частично наложенных одна на другую.

Участки туркменских равнин, не затронутые деятельностью Каспийского моря, пра-Аму-Дарьи и других рек, в четвертичное время были ареной воздействия специфических пустынных агентов денудации, характер которых освещен Б. А. Федоровичем в главе «Геоморфология». Здесь в течение всего четвертичного периода происходило формирование пустынных форм рельефа, среди которых особенно характерны многочисленные бессточные впадины и различные формы рельефа золотых песков.

Геологическая история горных областей Туркмении в течение четвертичного периода значительно менее изучена, и восстановить последовательность событий еще не представляется возможным. Интенсивные тектонические движения, происходившие в конце плиоценового времени, повидимому, продолжались и в самом начале четвертичного периода — в бакинское время. Но тектоническая деятельность в горных областях не закончилась этими движениями.

В Копет-Даге в течение всего четвертичного времени продолжалось воздымание горных хребтов. Оно происходило не непрерывно, а с остановками и, может быть, местами даже с кратковременными опуска-

ниями. Прерывистость восходящих движений обуславливала образование в горных долинах террас, которые затем при новом поднятии вновь прорезались углублявшимися долинами. Всего в Копет-Даге в четвертичное время образовалось до шести террас, верхняя из которых в настоящее время поднята на высоту 100 м и более над современным тальвегом долин. Наряду с поднятием хребтов в Копет-Даге происходили и тектонические деформации, о чем можно судить по наклонному залеганию древнечетвертичных отложений и наличию рассекающих их разрывов. Эти движения не закончились и в настоящее время, о чем свидетельствуют происходящие здесь землетрясения и, в частности, разрушительное землетрясение в октябре 1948 г. в Ашхабаде.

Проявления тектонических движений четвертичного времени отчетливо выражены также в Гаурдак-Кугитанском районе. Здесь, по А. В. Данову и Н. П. Петрову, насчитывается до четырех эрозионных циклов, причем более древние толщи четвертичных отложений обнаруживают признаки дислоцированности.

В Бадхызе и Карабиле геологическая история четвертичного времени связана с поднятиями в Паропамизе. На территории Туркменской ССР эти поднятия выразились в глубоком врезывании долин Мургаба и Теджена и в образовании в них серии террас, свидетельствующих о том, что поднятия происходили здесь не непрерывно, а с остановками. В низовьях этим врезанным террасам соответствуют отмеченные выше субаэральные дельты.

В антиклинальной структуре Большого Балхана и Куба-Дага явных следов четвертичных поднятий не наблюдается, а имеющиеся здесь террасы в значительной степени связаны, повидимому, с колебаниями уровня Каспийского моря. Но в западной части этой структуры в четвертичное время продолжались небольшие сбросовые дислокации, связанные с погружением Прикаспийской депрессии. Подобными дислокациями обусловлена, повидимому, повышенная сейсмичность района.

ЛИТЕРАТУРА

- Абих. 1876. Об ископаемых веществах Апшеронского полуострова, содержащих парафин. Зап. Кавк. отд. РГО, кн. X, вып. 2, Тифлис.
- Агаларова Д. А. 1946. Микрофауна продуктивной толщи. Азерб. нефт. хоз., № 12, Баку.
- Агаларова Д. А. 1952. Биомические условия бассейнов века продуктивной толщи и красноцвета. Изв. Ак. наук Туркм. ССР, № 2, Ашхабад.
- Аделунг А. С., Кушнаръ С. А. и Чихачев П. К. 1937. Юго-западные Кызыл-Кумы. Геол. Узб. ССР, т. II, М.-Л.
- Айзенберг Ю. Б. 1951. Строительные материалы Туркменистана. Сырьевые источники и технологическая изученность. Изд. Ак. наук Турк. ССР, Ашхабад.
- Александров В. В. 1932а. Гидрогеологические исследования в горной юго-западной части Туркменской ССР. Изв. ВГРО, т. LI, вып. 8.
- Александров В. В. 1932б. От Дойруна до долины Дивана. (Гидрогеологические исследования летом 1928 г. в Туркменской ССР). Труды ВГРО, вып. 170.
- Александров В. В. 1933. Душакские сернистые источники. Матер. ЦНИГРИ, регион. геол. и гидрогеол., сб. 2.
- Александров В. В. 1934. К геологической истории предгорий Паропамиза и юго-восточных Кара-Кумов. Изв. Гос. геогр. общ., т. 66, вып. 3.
- Александров В. В., Никитюк Л. А. и Смолко Г. И. 1934. Геологические и гидрогеологические исследования в Прикаспийской равнине Туркменской ССР в 1929 г. Труды ЦНИГРИ, вып. 3.
- Александров В. В. и Никшич И. И. 1930. Малый Балхан. Труды ГГРУ, вып. 14.
- Александрова М. И. 1945. К вопросу об уточнении восточной границы бассейна Каспийского моря. Изв. Всес. геогр. общ., т. 77, вып. 1—2.
- Алексеев А. К. 1915. Об остатках оленя с острова Челекена. Геол. вестн., т. I, № 6.
- Алексейчик С. Н. 1941. Геологическое строение и нефтеносность полуострова Мангышлак. Труды НГРИ, нов. сер., вып. 16.
- Аленицын В. 1876. OSO—WNW поднятие в Арало-Каспийской стране и о причинах поворота рек Амв и Сыра. Труды СПб общ. естествоисп., т. VII.
- Али-Заде А. А. 1952. О присутствии апшеронских отложений на Данате и Малом Балхане. Изв. Ак. наук Туркм. ССР, № 6.
- Али-Заде А. А. 1953а. О возможности присутствия понтических отложений в Прикаспийской низменности. Изв. Ак. наук Туркм. ССР, № 4.
- Али-Заде А. А. 1953б. О континентальных отложениях Юго-Западного Туркменистана. Изв. Ак. наук Туркм. ССР, № 5.
- Али-Заде А. А. 1954. О присутствии понтических отложений в Прикаспийской низменности Юго-Западного Туркменистана. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. XCVII, № 6.
- Али-Заде А. А. и Машрыков К. К. 1951. О диапризме складок Прибалханского района (в порядке обсуждения). Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, вып. 3.
- Алиханов. 1884—1885. Очерк Мервского оазиса и дорог, ведущих к нему. Реферат П. Левашова. Изв. Кавк. отд. РГО, т. VIII, Тифлис.
- Аму-Дарьинская экспедиция. 1875. Отчет о действиях Русского геогр. общ. за 1874 г. Изв. РГО, т. XI, вып. 2.
- Андреев С. С., Масарский С. И., Рустамович Д. И. и Харин Д. Л. 1954. Исследование слабых землетрясений юго-западной Туркмении. Изв. Ак. наук СССР, сер. геофиз., № 2.

- Андрусов Н. И. 1888. Очерк истории развития Каспийского моря и его обитателей. Изв. РГО, т. XXIV [Перепеч. в «Матер. по геол. истории Каспийского моря», ч. I. Изв. Общ. обслед. и изуч. Азерб., № 7, вып. 1, Баку, 1928].
- Андрусов Н. И. 1889. О геологических исследованиях в Закаспийской области, произведенных в 1887 г. (предварительный отчет). Труды Арало-Касп. эксп., вып. VI.
- Андрусов Н. И. 1895. Заметка о Карабугазском заливе. Вестн. рыбопромышл., № 5—6.
- Андрусов Н. И. 1896а. Карабугазский залив (отчет об исследованиях, произведенных в 1894 г. по поручению министра земледелия). Сельское хозяйство и лесоводство, № 10.
- Андрусов Н. И. 1896б. О геологических исследованиях, произведенных в Бакинской губернии и на восточном берегу Каспия в 1895 г. Труды СПб общ. естествоисп., отд. геол. и минер., т. XXIV.
- Андрусов Н. И. 1900а. Замечания о миоцене Прикаспийских стран. Изв. Геол. ком., т. XVIII (1899).
- Андрусов Н. И. 1900б. О древних береговых линиях Каспийского моря. Ежег. по геол. и минер. России, т. IV, вып. 1.
- Андрусов Н. И. 1902а. Материалы к познанию прикаспийского неогена. Акчагальские пласты. Труды Геол. ком., т. XV, вып. 4.
- Андрусов Н. И. 1902б. О двух новых родах гастропод из апшеронского яруса. Труды СПб общ. естествоисп., отд. геол. и минер., т. XXXI, вып. 5.
- Андрусов Н. И. 1905. Материалы для геологии Закаспийской области, ч. I. Красноводский полуостров. Большой и Малый Балхан. Джанак. Устюрт. Труды Арало-Касп. эксп., вып. VII.
- Андрусов Н. И. 1912. О возрасте и стратиграфическом положении акчагальских пластов. Зап. СПб минер. общ., сер. 2, ч. XLVIII.
- Андрусов Н. И. 1914. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Закаспийском крае летом 1913 г. Изв. Геол. ком., т. XXXIII, № 8.
- Андрусов Н. И. 1915а. Вулканические явления апшеронского века. Геол. вестн., т. I, № 2.
- Андрусов Н. И. 1915б. Материалы для геологии Закаспийской области, ч. II. Мангышлак (часть описательная). Труды Арало-Касп. эксп., вып. VIII.
- Андрусов Н. И. 1917а. Конкский горизонт (фоладовые пласты). Труды Геол. и минер. музея Ак. наук, т. II, вып. 6.
- Андрусов Н. И. 1917б. Понтический ярус. Геология России, т. IV, ч. II, вып. 2. Изд. Геол. ком.
- Андрусов Н. И. 1918. О поездке к южному берегу Карабугазского залива весной 1916 г. Изв. Росс. Ак. наук, VI сер., т. XII, № 4.
- Андрусов Н. И. 1923. Апшеронский ярус. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 110.
- Андрусов Н. И. 1928. Южно-русский плиоцен по новейшим исследованиям (с примечаниями и дополнениями В. В. Богачева). Азерб. нефт. хоз., № 6—7, Баку.
- Антонов Б. А. 1947. Некоторые данные геоморфологии дна восточного побережья Южного Каспия. Докл. Ак. наук Азерб. ССР, т. III, № 6, Баку.
- Арало-Каспийские экспедиции. 1931. Отчет о деятельности Академии наук СССР за 1930 г. Изд. Ак. наук СССР.
- Архангельский А. Д. 1909. О верхнемеловых отложениях Аральского моря и новой зоне верхнего сенона. Бюлл. МОИП, протоколы заседаний за 1909 г.
- Архангельский А. Д. 1912. Ископаемая фауна берегов Аральского моря. Верхнемеловые отложения, вып. 1. Изв. Туркест. отд. РГО, т. VIII, вып. 2.
- Архангельский А. Д. 1914. Предварительный отчет о геологических исследованиях в низовьях р. Аму-Дарьи. Изв. Геол. ком., т. XXXIII, № 6.
- Архангельский А. Д. 1915а. Заметка о послетретичных отложениях Арало-Сарыкамьшской низменности. Изв. Геол. ком., т. XXXIV, № 3.
- Архангельский А. Д. 1915б. Заметки о верхнемеловых отложениях Азиатской России. Сеноман и турон Туркестана и прилежащих местностей. Геол. вестн., т. I, № 4.
- Архангельский А. Д. 1916а. Верхнемеловые отложения Туркестана. Вып. 1. Верхнемеловые отложения северо-западных Кызыл-Кумов и Ферганы. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 151.
- Архангельский А. Д. 1916б. Моллюски верхнемеловых отложений Туркестана. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 152.
- Архангельский А. Д. 1917. Краткий отчет об осмотре месторождений нефти и серы в Бухаре. В отчете о сост. и деятельн. Геол. ком. за 1916 г. Изв. Геол. ком., т. XXXVI, № 1.

- Архангельский А. Д. 1923. Введение в изучение геологии Европейской России, ч. I. М.
- Архангельский А. Д. 1926. Обзор геологического строения Европейской России. Т. I. Юго-восток Европейской России и прилежащие части Азии, вып. 2. Изд. Геол. ком.
- Архангельский А. Д. 1931. Геологические исследования в низовьях Аму-Дарьи. Труды ГГРУ, вып. 12.
- Архангельский А. Д. 1932. Геологическое строение СССР. Европейская и Средне-Азиатская части. М.-Л.
- Архангельский А. Д. 1934а. Геологическое строение СССР. Западная часть. М.-Л.
- Архангельский А. Д. 1934б. Результаты работ по изучению донных отложений Южного Каспия, произведенных экспедицией Института геологии и минералогии. Пробл. Волго-Каспия, т. 2. Изд. Ак. наук СССР.
- Архангельский А. Д. 1941. Геологическое строение и геологическая история СССР. М.-Л.
- Архангельский А. Д. и Семихатов Б. Н. 1915. Исследование залежей фосфоритов в области нижнего течения р. Аму-Дарьи. Труды Ком. Моск. с.-х. инст. по исслед. фосфор., т. VII.
- Архангельский А. Д. и Федынский В. В. 1936. Геологические результаты гравиметрических исследований в Средней Азии и юго-западном Казахстане. Изв. Ак. наук СССР, сер. геол., № 1.
- Архангельский А. Д. и Шатский Н. С. 1933. Схема тектоники СССР. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XI(4).
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В., Павловский Е. В., Херасков Н. П. и др. 1937. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Изд. Ак. наук СССР.
- Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Т. VIII. 1947. Нижний и средний отделы юрской системы. Под ред. Г. Я. Крымгольца. Госгеолиздат.
- Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Т. X. 1949а. Нижний отдел меловой системы. Под ред. Н. П. Луппова. Госгеолиздат.
- Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Т. XI. 1949б. Верхний отдел меловой системы. Под ред. Н. П. Луппова. Госгеолиздат.
- Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Т. XII. 1949в. Палеоген. Под ред. А. Н. Рябинина и И. А. Коробкова. Госгеолиздат.
- Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Т. XIII. 1949г. Неоген. Под ред. А. Г. Эберзина. Госгеолиздат.
- Бабаев А. Г. 1953. Некоторые особенности вещественного состава меловых отложений низовий Аму-Дарьи. Докл. Ак. наук Узб. ССР, № 12.
- Балахматова В. Т. 1952. Фораминиферы и стратиграфия палеогена Кызыл-Кумов. Труды ВСЕГЕИ.
- Барбот де Марни Н. П. 1875. О геологических исследованиях в Аму-дарьинском крае. Изв. РГО, т. XI.
- Барбот де Марни Н. П. 1889. Через Мангышлак и Устюрт в Туркестан. Под ред. А. А. Иностранцева и Н. И. Андрусова. Труды Арало-Касп. эксп., вып. VI.
- Барковская М. Г. 1940. К литологии и палеогеографии третичных красцветов Таджикской депрессии. Труды НГРИ, нов. сер., вып. 10.
- Бартольд В. В. 1902а. К вопросу о впадении Аму-Дарьи в Каспийское море. Зап. Вост. отд. Русск. археол. общ., т. XIV, вып. 1.
- Бартольд В. В. 1902б. Сведения об Аральском море и низовьях Аму-Дарьи с древнейших времен до XVII века. Изв. Туркест. отд. РГО, т. IV.
- Бартольд В. В. 1914. К истории орошения Туркестана. Изд. Отд. зем. улущ., СПб.
- Батурич В. П. 1931. Физико-географические условия века продуктивной толщи. Труды Азерб. нефт. исслед. инст., вып. 1. Баку.
- Батурич В. П. 1937. Палеогеография по терригенным компонентам. Баку—М.
- Баярунас М. В. 1917. Безотточные впадины южного Мангышлака. Изв. РГО, т. LIII, вып. II—VII.
- Баярунас М. В. 1932. К геологии Карабугаза. Изв. ВГРО, т. LI, вып. 50.
- Баярунас М. В. 1934. Стратиграфия угленосных отложений в Туркменской ССР. Сб. «Пробл. Туркмении», Труды 1-й конфер. по изуч. произв. сил Туркм. ССР, т. I. Изд. Ак. наук СССР.
- Бекашвили И. А. 1948. Уровень Каспийского моря, его прошлое, настоящее и будущее. Гидрометеор. изд. Л.
- Белоусов В. В. 1938—1940. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования, ч. I—III. Труды ЦНИГРИ (вып. 108, 1938; вып. 121, 1940; вып. 126, 1939).

- Беляевский, 1886. Сообщение об исследовании Аму-Дарьи от Петро-Александровска до Чарджуя. Изв. РГО, т. XXII.
- Беляевский. 1887. Дополнительные сведения о пути в Среднюю Азию по Устюрту и Аму-Дарье. Сб. геогр., топогр. и статист. матер. по Азии, вып. 25.
- Бенуа-Мешен. 1885. Путешествие через Туркестан. Сб. геогр., топогр. и статист. матер. по Азии, вып. 26.
- Берг Л. С. 1902. О прежнем впадении Аму-Дарьи в Каспийское море. Землеведение, кн. 4.
- Берг Л. С. 1905. Высыхает ли Средняя Азия. Изв. РГО, т. XLI.
- Берг Л. С. 1908. Аральское море. Опыт физико-географ. монографии. Изв. Туркест. отд. РГО, т. V.
- Берг Л. С. 1911. Формы русских пустынь. Добавл. к русск. изд. работы Вальтера «Законы образования пустынь в настоящее и прошлое время». СПб.
- Берг Л. С. 1913. Опыт разделения Сибири и Туркестана на ландшафтные и морфологические области. Сб. «В честь 70-летия проф. Д. П. Анучина», изд. Общ. люб. естеств., антроп. и этногр. при Моск. унив.
- Берг Л. С. 1914. Устройство поверхности. Азиатская Россия. Т. II. СПб.
- Берг Л. С. 1929а. История исследования Туркмении. Сб. «Туркмения», т. I. Изд. Ак. наук СССР.
- Берг Л. С. 1929б. Рельеф Туркмении. Сб. «Туркмения», т. II. Изд. Ак. наук СССР.
- Берг Л. С. 1934. Уровень Каспийского моря за историческое время. Пробл. физ. географии, вып. I.
- Берг Л. С. 1935. Рельеф Сибири, Туркестана и Кавказа. Учен. зап. Моск. гос. унив., вып. V, География.
- Берг Л. С. 1938. Природа СССР. Изд. 2-е. М.
- Берг Л. С. 1952. Географические зоны Советского Союза. Т. II. Географгиз.
- Бергман А. Г. 1935. Соляные озера и месторождения Средней Азии. Сб. «Минеральные богатства Ср. Азии». Тадж.-Памир. эксп. при СНК СССР.
- Бернс А. 1849. Путешествие в Бухару в 1831, 1832 и 1833 гг., ч. III. Перевод с англ. Изд. Голубкова, М.
- Благовещенский Э. Н. 1940. Петрографические и геоморфологические районы Восточных Кара-Кумов. Изв. Всес. геогр. общ., т. 72, вып. 2.
- Благовещенский Э. Н. 1948. Дюны ветровой зоны в районе Боя-Дага. Природа, № 5.
- Благовещенский Э. Н. 1949а. Опыт реставрации экологических условий, существовавших в Западном Туране в период накопления песков заунгузской толщи. Изв. Всес. геогр. общ., т. 81, вып. 1.
- Благовещенский Э. Н. 1949б. Процессы дефляции и генезис грядового рельефа песчаных пустынь. Пробл. физ. географии, т. XIV.
- Благовещенский Э. Н. 1950. О происхождении подвижных песков в Средне-Азиатских пустынях. Вестн. Ак. наук Каз. ССР, изд. 7, № 2.
- Бларамберг И. Ф. 1850. Топографическое и статистическое описание восточного берега Каспийского моря от Астрабадского залива до мыса Тюк-Карагана. Зап. РГО, кн. IV.
- Блумберг Е. 1911. Рекогносцировочные изыскания на р. Аму-Дарье. Ежег. Отд. зем. улучш. за 1910 г., ч. II.
- Богачев В. В. 1926. О выделении сероводорода в Красноводской бухте. Азерб. нефт. хоз., № 1.
- Богачев В. В. 1928а. Средиземноморские элементы в Каспийском море. Матер. по геол. истории Каспийского моря, ч. 1. Изв. Общ. обслед. и изуч. Азербайджана, № 7, вып. I, Баку.
- Богачев В. В. 1928б. *Mytilaster* в Каспийском море. Русск. гидробиол. журн., т. VII, № 8—9, Саратов.
- Богачев В. В. 1932. Руководящие окаменелости разреза Апшеронского полуострова и прилегающих районов, ч. I. Труды Азерб. нефт. науч.-исслед. инст., сер. работ по общ. и прикл. геол., вып. IV. Баку.
- Богданов М. Н. 1874а. Краткий очерк долины и русла р. Аму-Дарьи между Учъ-учаком и Шейх-арыком. Изв. РГО, т. X, № 6.
- Богданов М. Н. 1874б. О старом русле и течении Аму-Дарьи в Каспий. Изв. РГО, т. X № 6.
- Богданов М. Н. 1875. Обзор экспедиций и естественно-исторических исследований в Арало-Каспийской области с 1720 по 1874 г. Труды Арало-Касп. эксп., вып. I.
- Богданович К. И. 1887а. Орогеологические наблюдения в нагорной части Закаспийской области и в северных провинциях Персии. Изв. Геол. ком., т. VI.

- Богданович К. И. 18876. Хорасанские горы и культурная полоса Закаспийской области. Изв. РГО, т. XXIV.
- Богданович К. И. 1890. К геологии Средней Азии. Описание некоторых осадочных образований Закаспийского края и части Северной Персии. Зап. СПб минер. общ., 2-я сер., ч. XXVI.
- Богданович К. И. 1895. Приложение гипотезы скольжения к объяснению дислокаций в Закаспийском крае. Изв. РГО, т. XXXI.
- Бондарчук В. Г. 1946. Геоморфологические уровни и денудационные ступени Средней Азии. Изв. Акад. наук СССР, сер. геогр. и геофиз., т. X, № 6.
- Бончковский В. Ф. 1945. Об организации сейсмической службы Туркменской ССР. Изв. Туркм. фил. Акад. наук СССР, № 5—6.
- Бончковский В. Ф. 1948. Землетрясение в Ашхабаде. Вестн. Акад. наук СССР, № 12.
- Борисковский П. И. 1947. Палеолитические местонахождения Туркмении. Краткие сообщ. Инст. матер. культ., вып. XVIII.
- Борисяк А. А. 1909. О фауне юрских отложений Байсун-Тау. Труды Геол. музея им. Петра Великого Акад. наук, т. III, вып. 2.
- Борнеман Б. А. 1939. Мезозойские отложения Узбекской ССР. Геол. Узб. ССР, т. III.
- Борнеман Б. А. 1940. Меловые отложения юго-востока Средней Азии. Изд. Узб. фил. Акад. наук СССР, Ташкент.
- Борнеман Б. А., Бурачек А. Р. и Вялов О. С. 1934. К вопросу о распространении третичных и меловых устриц в Средней Азии. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XII(2).
- Борнеман Б. А., Губин И. Е., Домарев В. С., Левицкий С. И., Пейве А. В., Преображенский П. И. и Чихачев П. К. 1936. Мезозойские отложения юго-восточного Туркменистана и юго-западного Узбекистана. Сб. «Научные итоги работ Тадж.-Памир. эксп.». Изд. Акад. наук СССР.
- Борнеман Б. А., Губин И. Е., Луппов Н. П., Овчинников С. К. и Чихачев П. К. 1935. Соляные месторождения юго-западного Таджикистана (материалы к геологии). Труды Тадж.-Памир. эксп., вып. XXIV.
- Борщов И. Г. 1878. По поводу статьи проф. Барбота-де-Марни о геологических исследованиях в Аму-дарьинском крае. Зап. Киев. общ. естествоисп., т. V, вып. I, Киев.
- Ботвинкин Н. Н. 1933. Руководство по сейсмостойкости сооружений. САОГИЗ, М.—Ташкент.
- Брегман Г. Р. 1935. Карабугаз и вероятные последствия разобщения его с Каспийским морем. Изв. Гос. гидролог. инст., № 70.
- Бродский А. 1928. Почвенная протофауна в пустыне Кара-кум. Труды Ср.-Аз. гос. унив., Зоология, вып. 5. Ташкент.
- Бродский А. 1929. Фауна водоемов пустыни Кара-кум. Сб. «Труды экспед. Туркменкульта в Центральные Кара-кумы в 1927 г.». Труды Ср.-Аз. гос. унив., сер. XII-а, География, вып. 4—8. Ташкент.
- Букинич Д. Д. 1915. Геологический очерк бассейна р. Кешаф-руд и р. Теджена в связи с вопросом о пропуске в ее бассейн вод р. Аму-Дарьи. Ежег. Отд. зем. улучш., год VI, ч. 2 (1914).
- Букинич Д. Д. 1916. Новые гипсометрические данные Закаспийской низменности. Изв. Туркест. отд. РГО, т. XII, вып. I, Ташкент.
- Букинич Д. Д. 1917. Изыскания в Тедженском и Мервском оазисах. Ежег. Отд. зем. улучш., т. VII (1915), ч. 2.
- Букинич Д. Д. 1926. Старые русла Окса и Аму-дарьинская проблема (в связи с вопросом обводнения Келифского Узбоя и Дарьялыка). Библиотека хлопк. дела, кн. 4, изд. Главн. хлопк. ком., М.
- Букинич Д. Д. и Цинзерлинг Д. 1913. Изыскания в бассейне р. Аму-Дарьи. Ежег. Отд. зем. улучш., т. V, ч. 2.
- Бурачек А. Р. 1939. Третичные отложения. Геол. Узб. ССР, т. III.
- Быков 1884. Очерк долины Аму-Дарьи. Сб. геогр., топогр. и статист. матер. по Азии, вып. IX.
- Быкова Н. К. 1945. Итоги изучения микрофауны меловых и палеогеновых отложений Средней Азии и перспективы ее использования. Труды 1-й Ср.-Аз. нефт. конфер. (1941), изд. Акад. наук Узб. ССР, Ташкент.
- Быкова Н. К. 1947. Материалы к изучению фауны фораминифер сеномана Бухарской области. Сб. «Микрофауна нефт. месторожд. Кавказа, Эмбы и Средней Азии». ВНИГРИ. Гостоптехиздат.
- Быкова Н. К. 1953. Фораминиферы сузакского яруса Таджикской депрессии. Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 69.

- Бюллетень сейсмических станций 1-го класса (телесеизмических). Изд. Ак. наук СССР, с 1912 по 1950 г.
- Вальтер И. 1911. Законы образования пустынь в настоящее и прошлое время. Перев. с немецкого. Изд. Брокгауз-Ефрон, СПб.
- Вамбери А. 1865. Путешествие по Средней Азии. Описание поездки из Тегерана через Туркменскую стену по восточному берегу Каспийского моря в Хиву, Бухару и Самарканд, совершенной в 1863 г. Перев. с англ. СПб.
- Варенцов М. И. 1940а. Нефтяные месторождения Туркмении. Труды XVII сессии Межд. геол. конгр., т. IV.
- Варенцов М. И. 1940б. Проблема нефтеносности Туркмении в свете новых данных. Сб. «Геол. и полезн. ископ. Ср. Азии», изд. Ак. наук СССР.
- Варенцов М. И. и Суворов П. Г. 1939. Перспективы нефтеносности Туркмении и прилежащих областей западного Узбекистана. Сов. геол., № 6.
- Варенцов М. И. и Суворов П. Г. 1940. Геологическое строение и нефтеносность системы Копетдагских гор. Сб. «Геол. и полезн. ископ. Ср. Азии». Изд. Ак. наук СССР.
- Варенцов П. А. 1907. Материалы по познанию Закаспийской области. Зап. Кавк. отд. РГО, т. XXVI.
- Василевская Н. Д. 1949а. Эоценовая флора Бадхыза. Автореферат кандидатской диссертации. Изд. Ленингр. гос. ун-в.
- Василевская Н. Д. 1949б. О полтавской ксерофитной флоре Туркмении. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. LXVIII, № 4.
- Василевская Н. Д. и Сидоренко А. В. 1950. Новые находки третичной флоры в Бадхызе. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, № 3, Ашхабад.
- Васильев П. С. 1888. Ахал-Текинский оазис, его прошлое и настоящее. СПб.
- Васильева В. А. 1915. Мургабское государевое имение. Зап. Русск. техн. общ., т. XLIX, № 6—7.
- Васильевский П. М. 1924. К вопросу об использовании вод Больших Балхан. Вести. ирригации, № 12, Ташкент.
- Васильевский П. М. 1926. Геологическая карта Больших Балхан (предварит. отчет о гидрогеол. исследованиях в 1929 г.). Вести. ирригации, № 9, Ташкент.
- Васильевский П. М. 1930. Краткий геологический очерк соленого озера Ер-ойлан-дуз. Изв. ГГРУ, т. XLIX, № 3.
- Васильевский П. М. 1932. Гидрогеологические исследования Больших Балхан. Труды ВГРО, вып. 192.
- Васильевский П. М. и Лодочников В. Н. 1930. Андезиты окрестностей крепости Кушки и соленого озера Ер-ойлан-дуз Мервского округа Туркменской ССР. Изв. ГГРУ, т. XLIX, № 3.
- Вахрамеев В. А. 1932. Краткий геологический очерк калийных месторождений Карлюкского района. Калий, № 7.
- Вахрамеев В. А. 1937. Геоморфологический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта. Землеведение, т. XXXIX, вып. 2.
- Вахрамеев В. А. и Пейве А. В. 1933. Гаурдак-Кугитангское месторождение калийных солей. Калий, № 4.
- Вахрамеев В. А., Пейве А. В. и Херасков Н. П. 1936. Мезозой Таджикистана. Юрские и нижнемеловые отложения Гиссарского хребта и Таджикостанской депрессии. Труды Тадж.-Памир. эксп., вып. 58.
- Вебер В. В. 1939. Проблема нефтеносности палеогеновых и миоценовых слоев Кабристана. Труды НГРИ, сер. А, вып. 110.
- Вебер В. В. и Федынский В. В. 1947. Гравиметрическая картина юго-восточного Кавказа в палеогеографическом освещении. Изв. Ак. наук СССР, сер. геол., № 5.
- Вебер В. Н. 1913. Полезные ископаемые Туркестана. Изд. Геол. ком., СПб.
- Вебер В. Н. 1928. Остров Челекен. III Всес. геол. съезд. Путеводитель экскурсий. Л.
- Вебер В. Н. и Калицкий К. П. 1909. Остров Челекен (предварит. отчет). Изв. Геол. ком., т. XXVIII, № 3.
- Вебер В. Н. и Калицкий К. П. 1911. Челекен. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 63.
- Великовская Е. М. 1947. К вопросу о происхождении основных форм рельефа Копет-Дага. Вопросы географии, сб. 4.
- Верещагин Г. 1894. Река Аму-Дарья между гг. Керки и Келифом в пределах Бухары и правобережного пути Рекогносцировка 1889 г. Сб. геогр. топогр. и статист. матер. по Азии, вып. 57. СПб.
- Вильямс В. Р. 1910. Каракумские почвы. Прилож. к работе А. Е. Любченко «Каракумская степь». Изд. Моск. Биржевого комитета.

- Вильямс В. Р. 1923. Каракумские почвы. Изв. Туркест. отд. РГО, т. XVI.
- Вистелиус А. Б. и Коробков И. А. 1953. О новой находке конжского горизонта на Красноводском плато. Докл. Акад. наук СССР, нов. сер., т. XC, № 3.
- Вистелиус А. Б., Миклухо-Маклай А. Д. и Рябинин В. Н. 1953. Девонские известняки из красноцветной толщи Туаркыра. Докл. Акад. наук СССР, нов. сер., т. XC, № 2.
- Висьневский Я. С. 1940. Петрография основных и ультраосновных пород Султан-уиз-дага. Изд. Узб. фил. Акад. наук СССР, Ташкент.
- Висьневский Я. С. 1950. Новые данные о стратиграфии и вулканизме Султан-уиз-Дага. Докл. Акад. наук Узб. ССР, № 10, Ташкент.
- Висьневский Я. С. 1952. Петрохимические особенности магматического комплекса Султан-уиз-Дага. Зап. Узб. отд. Всес. минер. общ., вып. 1, Ташкент.
- Владимиров К. Н. 1911. Об изменении дельты р. Аму-Дарьи в течение последнего времени. Изв. РГО, т. XLVI, вып. 8—10 (1910).
- Влодавец Н. И. 1926. Материалы к химическому изучению минеральных образований серных бугров пустыни Кара-кум. Сб. «Сера». Матер. для изуч. естеств. произв. сил СССР, № 59, изд. Акад. наук СССР.
- Воейков А. И. 1908. Орошение Закаспийской области с точки зрения географии и климатологии. Изв. РГО, т. XLIV, вып. 3.
- Вознесенский А. В. 1926. О новейших данных по изменению уровня Каспийского моря. Изв. Центр. гидрометеорол. бюро, вып. VI.
- Вознесенский А. Е., Попов К. А. и Преображенский И. А. 1914. Султан-уиз-даг. Изв. СПб. политехн. инст., т. XXI, вып. 2.
- Волков П. А. 1932. Серное предприятие в Кара-кумах. Вопросы серной промышл. СССР. Изд. Ком. по химизации при Госплане СССР.
- Вольнский Н. Е. 1934. Размещение производительных сил в Туркменской ССР. Сб. «Пробл. Туркмении», Труды 1-й конфер. по изуч. произв. сил Туркм. ССР, т. I. Изд. Акад. наук СССР.
- Воробьев С. И. 1930. Магнитные наблюдения в Каракумах в 1929 г. Сб. «Каракумы», Матер. Ком. эксп. исслед. Акад. наук СССР, сер. туркм., вып. 29.
- Воробьев С. Н. 1934. Астрономические наблюдения Восточно-Унгузского отряда. «Каракумы», сб. IV, Труды Совета по изуч. прир. ресурсов, сер. туркм., вып. 8. Изд. Акад. наук СССР.
- Воскресенский М. Н. 1925. Долина р. Мургаб в почвенном отношении. Изв. Инст. почвовед. и геоботан. при Ср.-Аз. гос. унив., вып. 1, Ташкент.
- Воскресенский М. Н. 1934. Механический состав рыхлых пород как показатель их генезиса. Водные богатства недр земли на службу соц. строит., сб. IV.
- Воскресенский М. Н. и Скворцов Ю. А. 1927. Почвенный очерк Ашхабадского района Туркмении. Изв. Инст. почвовед. и геоботан. при Ср.-Аз. гос. унив., вып. 3, Ташкент.
- Вялов О. С. 1925. Заметка о подземных водах крайней западной части системы гор Коша-сейра — Порсук. Вестн. ирригации, № 1, Ташкент.
- Вялов О. С. 1929. К стратиграфии мезозойских отложений Больших Балхан. Труды Ленингр. общ. естествоисп., т. LIX, вып. 1.
- Вялов О. С. 1930. О правильных морских ежах из мезозойских отложений Больших Балхан. Изв. ГГРУ, т. XLIX, № 7.
- Вялов О. С. 1932. О проявлении андийской фазы складчатости в западном Туркменистане. Изв. ВГРО, т. LI, вып. 88.
- Вялов О. С. 1933а. Краткий геологический очерк Устюрта. Матер. по гидрогеол. Узбекистана, вып. 15, Ташкент.
- Вялов О. С. 1933б. О тектонике Устюрта. Зап. Всеросс. минер. общ., ч. 62, № 1.
- Вялов О. С. 1934а. Геологическое строение Усть-урта и водоносные горизонты юго-восточной его части. Сб. «Каракалпакия», Труды 1-й конфер. по изуч. произв. сил Каракалп. АССР, т. I. Изд. Акад. наук СССР.
- Вялов О. С. 1934б. Устюрт. Прикаспийская низменность. Геол. пробл. Союза. ЦНИГРИ.
- Вялов О. С. 1935. Гидрогеологический очерк Устюрта. Труды ВГРО, вып. 319.
- Вялов О. С. 1936а. Бухарский ярус. Труды НГРИ, сер. А, вып. 75.
- Вялов О. С. 1936б. Заметка об афганском «миоцене». Пробл. сов. геол., т. VI, № 1.
- Вялов О. С. 1937. О мезозойдах в Азии. Докл. Акад. наук СССР, нов. сер. т. XVI, № 2.
- Вялов О. С. 1938. О постпалеозойских тектонических фазах в Средней Азии. Сб. «Акад. В. А. Обручеву к 50-летию научной и педаг. деятельности», т. I. Изд. Акад. наук СССР.

- Вялов О. С. 1939. Стратиграфия палеогена Таджикской депрессии. Труды НГРИ, сер. А, вып. 129.
- Вялов О. С. 1940а. К вопросу о возможной нефтеносности палеогена Туркмении. Зап. Всеросс. минер. общ., ч. LXIX, № 2—3.
- Вялов О. С. 1940б. Краткое описание островов Балханского залива. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. XXVIII, № 8.
- Вялов О. С. 1945а. Новые устрицы из палеогена Закаспия. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. XLVIII, № 3.
- Вялов О. С. 1945б. Новая разновидность *Collyrites analis* Des m. из Балханской юры. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер. т. L.
- Вялов О. С. 1945в. *Lophanophertiti* sp. n. из верхнего мела Туркмении. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. XLVIII, № 7.
- Вялов О. С. 1945г. Опыт комплексного изучения третичных отложений Средней Азии. Труды 1-й Ср.-Аз. нефт. конфер. (1941). Изд. Ак. наук Узб. ССР, Ташкент.
- Вялов О. С. 1946а. О палеогене Бадхыза (Туркмения). Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. LII, № 7.
- Вялов О. С. 1946б. О распространении Алайского яруса. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, № 2, Ашхабад.
- Вялов О. С. 1947а. Сопоставление разрезов палеогена Туркмении с Кавказом и Средней Азией. Изв. Ак. наук СССР, сер. геол., № 3.
- Вялов О. С. 1947б. Типы разрезов палеогена Туркмении. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. LVI, № 4.
- Вялов О. С. 1951. Краткий очерк палеогеографии Туркмении в нижнетретичное время. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVI, вып. 1.
- Вялов О. С. 1952. Палеоген ашхабадского типа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVII, вып. 3.
- Вялов О. С. и Луппов Н. П. 1945а. Новые данные по стратиграфии палеогена Западной Туркмении. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. L.
- Вялов О. С. и Луппов Н. П. 1945б. Новые данные по стратиграфии палеогена Западной Туркмении. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, № 1, Ашхабад.
- Гавеман А. В. 1935. Аэрофотосъемка при комплексном исследовании территории Туркмении. Сб. «Пробл. Туркмении», Труды 1-й конфер. по изуч. произв. сил Туркм. ССР, т. II. Изд. Ак. наук СССР.
- Гавеман А. В. 1937. Аэросъемка и исследование природных ресурсов. Изд. Ак. наук СССР.
- Гавеман Б. 1929. Копетдагское землетрясение 1 мая 1929 года. Метеорол. вестн., Ашхабад.
- Гаель О. Г. 1934. К вопросу о генезисе и эволюции песков СССР. Труды I Всес. геогр. съезда, вып. 3.
- Гаель А. Г. 1935. О комплексном методе исследования и картирования песков. Сб. «Пробл. Туркмении», Труды 1-й конфер. по изуч. произв. сил Туркм. ССР, т. II. Изд. Ак. наук СССР.
- Гаель А. Г. 1939. О роли растений в почвообразовании в пустыне Кара-Кум, о песчаных почвах и их плодородии. Изв. Гос. геогр. общ., т. 71, вып. 8.
- Гаккель Я. Я. 1934а. Астрономические работы Западно-Унгузского отряда. «Каракумы», сб. IV, Труды Совета по изуч. прир. ресурсов, сер. туркм., вып. 8. Изд. Ак. наук СССР.
- Гаккель Я. Я. 1934б. Маршрутная съемка Унгуза. «Каракумы», сб. IV, Труды Совета по изуч. прир. ресурсов, сер. туркм., вып. 8. Изд. Ак. наук СССР.
- Галкин М. Н. 1868. Этнографические и исторические материалы по Средней Азии и Оренбургскому краю. СПб.
- Гаркема В. 1884. Описание соляных озер восточного побережья Каспийского моря. Горн. журн., 1884, т. II, № 6.
- Гедеонов Д. Д. 1885. Описание пути от Кызыл-арвата через Игды на Петро-Александровск. Сб. геогр., топогр. и статист. матер. по Азии, вып. XV.
- Гедройц А. Э. 1882. Предварительный отчет о геологических исследованиях на сухих руслах Аму-Дарьи. Изв. РГО, т. XVIII.
- Гедройц А. Э. и Лессар П. М. 1884. По поводу статьи горного инженера А. Коншина «Путевые заметки о каракумских песках». Изв. РГО, т. XIX, вып. 5 (1883).
- Геллер С. Ю. 1930. Поездка по Центральным Каракумам летом 1929 г. Сб. «Каракумы». Матер. Ком. эксп. исслед. Ак. наук СССР, сер. туркм., вып. 20.
- Геллер С. Ю. 1932. К морфологии некоторых песчаных образований Закаспийских Каракумов. Изв. Гос. геогр. общ., т. LXIV, вып. 4—5.
- Геллер С. Ю. 1933. К вопросу о происхождении Каракумских чинков. Труды Геоморф. инст. Ак. наук СССР, вып. 9.

Геллер С. Ю. 1934а. Барометрическая нивелировка по Унгузу от кол. Додур до Уч-Керсена на Аму-Дарье. «Каракумы», сб. IV, Труды Совета по изуч. прир. ресурсов, сер. туркм., вып. 8. Изд. Ак. наук СССР.

Геллер С. Ю. 1934б. Геоморфологическая изученность Туркменской ССР. Сб. «Пробл. Туркмении», Труды 1-й конфер. по изуч. произв. сил Туркм. ССР, т. IV. Изд. Ак. наук СССР.

Геллер С. Ю. 1934в. Гидрогеологический очерк Центральных Каракумов. «Каракумы», сб. IV, Труды Совета по изуч. прир. ресурсов, сер. туркм., вып. 8. Изд. Ак. наук СССР.

Геллер С. Ю. 1934г. Западный Унгуз и Заунгузское плато. «Каракумы», сб. IV, Труды Совета по изуч. прир. ресурсов, сер. туркм., вып. 8. Изд. Ак. наук СССР.

Геллер С. Ю. 1934д. Материалы по гипсометрии Каракумов. «Каракумы», сб. IV, Труды Совета по изуч. прир. ресурсов, сер. туркм., вып. 8. Изд. Ак. наук СССР.

Геллер С. Ю. 1937а. Материалы по геоморфологии Прикарабугазья. Пробл. физ. географии, вып. IV.

Геллер С. Ю. 1937б. О некоторых основных вопросах происхождения рельефа пустыни. Изв. Ак. наук СССР, сер. геогр. и геофиз., № 4.

Геллер С. Ю. 1937в. Об основных чертах геоморфологии Каракумов. Изв. Ак. наук СССР, сер. геогр. и геофиз., № 4.

Геллер С. Ю. 1938а. К вопросу о происхождении бессточных впадин. Пробл. физ. географии, т. V.

Геллер С. Ю. 1938б. К вопросу об условиях образования бара в проливе Карабугаз. Пробл. физ. географии, т. V.

Геллер С. Ю. 1940а. Геоморфология Северных Каракумов (Заунгузье) и Унгуза. Прир. ресурсы Каракумов, ч. I. Изд. Ак. наук СССР.

Геллер С. Ю. 1940б. Основные вопросы происхождения рельефа пустынь. Труды Инст. географии Ак. наук СССР, вып. XXXVI.

Геллер С. Ю. 1949. К вопросу о колебаниях и регулировании уровня Каспийского моря. Вопросы географии, сб. 15.

Геллер С. Ю. и Кунин В. Н. 1933а. О происхождении грядовых песков. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., № 2.

Геллер С. Ю. и Кунин В. Н. 1933б. О происхождении современных континентальных песчаных накоплений. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., № 4.

Геллер С. Ю. и Родионова Н. Б. 1934. Картография Туркменской ССР. Сб. «Пробл. Туркмении», Труды 1-й конфер. по изуч. произв. сил Туркм. ССР, т. IV. Изд. Ак. наук СССР.

Гельман Х. 1879. Исследование прорывов реки Аму-Дарья, образовавшихся во время ее разлива летом 1878 г. Зап. Кавк. отд. РГО, прилож. к тому X, вып. 3. Тифлис.

Гельмерсен Г. 1845. О геогностическом составе Устьурта и особенно водоточного склона его к Аральскому морю. Горн. журн., ч. III.

Гельмерсен Г. 1879. Очерк геологии и физической географии Арало-Каспийской низменности. Горн. журн., т. IV.

Геологическая карта СССР. Масштаб 1:2 500 000, под редакцией Наливкина Д. В. 1940. Госгеолиздат.

Геологическая карта Туркменской ССР. Масштаб 1:2 000 000, под редакцией Луппова Н. П. 1948. Госгеолиздат.

Георгиевский Б. М. 1933а. Геологическая характеристика участка среднего течения Аму-дарьи между г. Чарджуем и ур. Таш-сака. Матер. по гидрогеол. Узбекистана, вып. 15. Ташкент.

Георгиевский Б. М. 1933б. Геологическое строение Каракумов и долины Аму-дарьи в ее среднем течении и в низовьях. Сб. очерков к Всес. автопробегу Москва—Каракумы—Москва. М.—Ташкент.

Георгиевский Б. М. 1933в. Схематический очерк истории исследования Каракумов. Сб. очерков к Всес. автопробегу Москва—Каракумы—Москва. М.—Ташкент.

Георгиевский Б. М. 1935. Гидрогеологические процессы и основные закономерности динамики грунтовых вод в Южно-Хорезмском оазисе. Матер. по гидрогеол. и инж. геол. Узб. ССР, вып. 1. Ташкент.

Георгиевский Б. М. 1937а. Южный Хорезм. Геол. Узб. ССР, т. II.

Георгиевский Б. М. 1937б. Южный Хорезм. Геологические и гидрогеологические исследования 1925—1935 гг. Ч. I. Геологическое строение и морфогенез. Изд. Ком. наук Узб. ССР, Ташкент.

- Герасимов А. П. 1913. Вулканические пеплы о-ва Челекена. Изв. Геол. ком., т. XXXII, № 5.
- Герасимов И. П. 1929. Почвенный покров Туркмении. Сб. «Туркмения», т. III. Изд. Ак. наук СССР.
- Герасимов И. П. 1930а. К вопросу о генезисе и эволюции пустынных песков Туркестана. Труды Почв. инст. им. Докучаева Ак. наук СССР, вып. 4.
- Герасимов И. П. 1930б. О послетретичных отложениях западной части равнинного Туркестана. Изв. ГГРУ, т. XLIX, № 9.
- Герасимов И. П. 1931а. К вопросу об эволюции пустынных песков Туркестана. Труды Почв. инст. им. Докучаева Ак. наук СССР, вып. 5.
- Герасимов И. П. 1931б. О некоторых формах рельефа пустынной степи. Изв. Гос. геогр. общ., т. LXIII, вып. 4.
- Герасимов И. П. 1931в. О «такырах» и процессе такырообразования. Почвоведение, № 4.
- Герасимов И. П. 1934а. Изученность почв Туркменской ССР. Сб. «Пробл. Туркмении», Труды 1-й конфер. по изуч. произв. сил Туркм. ССР, т. IV. Изд. Ак. наук СССР.
- Герасимов И. П. 1934б. Современные геологические процессы в пустынях западного Туркестана. Труды Почв. инст. им. Докучаева Ак. наук СССР, т. X, вып. 3.
- Герасимов И. П. 1935. Древние реки и современные пустыни Средней Азии. Сб. «Экспедиции Ак. наук, 1934 год», изд. Ак. наук СССР.
- Герасимов И. П. 1937а. Каспийское море в четвертичном периоде. Труды Сов. секции Межд. ассоц. по изуч. четверт. периода, вып. III.
- Герасимов И. П. 1937б. О принципах геоморфологического разделения песчаных пустынь Средней Азии (на материалах по юго-восточным Каракумам). Изв. Гос. геогр. общ., т. 69, вып. 4.
- Герасимов И. П. 1937в. Основные черты развития современной поверхности Турана. Труды Инст. географии Ак. наук СССР, вып. XXV.
- Герасимов И. П. 1938. Главнейшие моменты палеогеографии Западной Туркмении во вторую половину четвертичного периода (районы Сарыкамыш, Узбой, Атрека). Пробл. физ. географии, т. V.
- Герасимов И. П. 1939. Древнеаллювиальные и древнекаспийские отложения на юго-восточном берегу Каспийского моря (Сарыкамыш, Узбой, Атрек). Труды Сов. секции Межд. ассоц. по изуч. четверт. периода, вып. IV.
- Герасимов И. П. 1940а. Геоморфологические районы юго-восточных Каракумов. Прир. ресурсы Каракумов, ч. IV, изд. Ак. наук СССР.
- Герасимов И. П. 1940б. Об очередных задачах изучения геоморфологии пустынь. Труды Инст. геогр. Ак. наук СССР, вып. XXXVI.
- Герасимов И. П. 1940в. Почвенно-географический очерк «Обручевской степи» в юго-восточных Каракумах. Прир. ресурсы Каракумов, ч. IV. Изд. Ак. наук СССР.
- Герасимов И. П. 1940г. Физико-географический очерк Сарыкамыша. Труды Инст. географии Ак. наук СССР, вып. XXXV.
- Герасимов И. П., Иванова Е. Н., Тарасов Д. И. 1935. Почвенно-мелноративный очерк дельты и долины реки Аму-дары. Труды Каракалпак. компл. эксп. 1931—1932 гг. Совет по изуч. прир. ресурсов, сер. каракалп., вып. 6. Изд. Ак. наук СССР.
- Герасимов И. П. и Марков К. К. 1939а. Ледниковый период на территории СССР. Труды Инст. географии Ак. наук СССР, вып. XXIII.
- Герасимов И. П. и Марков К. К. 1939б. Четвертичная геология. (Палеогеография четвертичного периода). Учпедгиз.
- Гзелишвили И. А. и Сафарян А. Н. 1948. Влияние микрогеологии на сейсмостойкость сооружений по данным ашхабадского землетрясения 5—6 октября 1948 г. Труды Инст. физики и геофизики Ак. наук Груз. ССР. Тбилиси.
- Гиммельфарб Б. М. 1932. Геолого-разведочные работы на калий в Средней Азии. Калий, № 5—6.
- Гиммельфарб Б. М. 1934. Среднеазиатские калийные залежи. (Геолого-разведочные работы 1931 г. в ТССР на Окузбулакском месторождении). Сб. «Гаурдакский химич. комбинат», т. II, ч. 1.
- Главный Туркменский канал. 1952. Природные условия и перспективы орошения и обводнения земель южных районов Прикаспийской равнины Западной Туркмении, низовьев Аму-Дарьи и западной части пустыни Кара-Кумы. Изд. Ак. наук СССР.
- Глалышев П. 1884—1885. Заметки об Атеке и Кара-куме. Изв. Кавк. отд. РГО, т. VIII, Тифлис.

- Глазунова А. Е. 1949а. Некоторые аммониты верхнего альба Копет-Дага. Ежег. Всеросс. палеонт. общ., т. XIII (1940—1947 гг.).
- Глазунова А. Е. 1949б. О подразделении альба Копет-Дага. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, № 1.
- Глазунова А. Е. 1952. Новые и малоизвестные верхнеальбские аммониты горной Туркмении. Труды ВСЕГЕИ, Палеонт. и стратигр., сб. статей.
- Глазунова А. Е. 1953. Аммониты апта и альба Копет-Дага, Малого и Большого Балхана и Мангышлака. Труды ВСЕГЕИ.
- Глуховской А. И. 1874. Сообщение об исследованиях на старых руслах Аму-Дарьи. Изв. РГО, т. X, № 6.
- Глуховской А. И. 1875. Об исследованиях старого русла Аму-дарьи, в связи с вопросом о значении орошения в Средней Азии и развития в ней пароходства. Изв. РГО, т. XI, вып. 1.
- Глуховской А. И. 1889. О пропуске вод реки Аму-Дарьи в Каспийское море и о значении водного Амударьинско-Каспийского пути. СПб.
- Глуховской А. И. 1893. Пропуск вод р. Аму-дарьи по старому ее руслу в Каспийское море и образование непрерывного водного Амударьинско-Каспийского пути от границ Афганистана по Аму-дарье, Каспию, Волге и Мариинской системе до Петербурга и Балтийского моря. СПб.
- Годин Ю. Н. 1944. Геофизические исследования на территории Туркменской ССР. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, т. II—III.
- Голубятников В. Д., Вебер В. В. и Мокринский В. В. 1940. Геологическая карта СССР, масштаб 1:1 000 000. Объяснительная записка к листу К—39 (Баку). Картофабр. Госгеолиздата.
- Гомилевский. 1909. «Характеристика работ по укреплению песков вдоль Ср.-Аз. ж. д. для защиты ее от заноса песков. Лесн. журн., № 2—3.
- Горский И. И. 1937. Кораллы из визейских известняков Кугитанг-тау. Труды Тадж.-Памир. эксп., вып. LXVI.
- Горшков Г. П. 1937а. О сейсмическом районировании Средней Азии. Труды Сейсмол. инст. Ак. наук СССР, вып. 79(6).
- Горшков Г. П. 1937б. Сейсмические карты СССР. Большой Советский атлас мира, т. I, карта № 93.
- Горшков Г. П. 1941. Каталог землетрясений Туркменской ССР (с 1908 по 1936 г.). Труды Сейсмол. инст. Ак. наук СССР, № 95, Каталог землетрясений СССР, вып. 9.
- Горшков Г. П. 1945. Сейсмическое районирование Туркмении. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, № 2, Ашхабад.
- Горшков Г. П. 1947а. Дизъюнктивная тектоника Копет-Дага и закон скальвающих напряжений. Вестн. Моск. гос. унив., № 1.
- Горшков Г. П. 1947б. Землетрясения Туркмении. Труды Сейсмол. инст. Ак. наук СССР, № 122.
- Горшков Г. П. 1949. Землетрясения на территории Советского Союза. Географиз.
- Гржегоржевский Б. Л. 1915. Водные запасы р. Теджена и его притока Кешиф-руда. Ежег. Отд. зем. улучш., год VI, ч. 2 (1914).
- Гржегоржевский Б. Л. 1916. Материалы по гипсометрии равнинной части бассейна Аму-дарьи. Изд. Отд. зем. улучш.
- Гримм О. А. 1876—1877. Каспийское море и его фауна. Труды Арало-Касп. эксп. (вып. 1, 1876; вып. 2, 1877).
- Гримм О. А. 1881. Заметка об истории Арала на основании его фауны. Изв. Общ. люб. естеств., антроп. и этногр. при Моск. унив., т. XXXVII, вып. 1.
- Гринупп Р. К. 1924. К вопросу о возможности орошения части Каракумской степи посредством Келифского Узбоя. Вестн. ирригации, № 11, Ташкент.
- Губин И. Е. 1937. К стратиграфии и угленосности юрских песчанико-сланцевых отложений Байсунского и Сарыасийского района Узбекской ССР. Труды Тадж.-Памир. эксп., вып. LXVI.
- Губин И. Е. 1954. О сейсмическом районировании юго-западной Туркмении. Изв. Ак. наук СССР, сер. геофиз., № 3.
- Губкин И. М. 1934а. Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. ОНТИ НКТП.
- Губкин И. М. 1934б. Ископаемые энергоресурсы и другие полезные ископаемые Туркмении. Сб. «Пробл. Туркмении», Труды 1-й конфер. по изуч. произв. сил Туркм. ССР. Изд. Ак. наук СССР.
- Данилович А. С. 1923. Материалы к познанию нижнемеловых аммонитов Копет-Дага. Изв. Томск. технол. инст., т. XLIV.

Данов А. В. 1928. Геологический очерк Карлюкского района Керкинского округа Туркменской ССР (Западная Бухара). III-й Всес. геол. съезд. Пугевод. экск., вып. I. Ташкент.

Данов А. В. 1931а. Гаурдакское серное месторождение. Туркменоведение. № 7—8. Ашхабад.

Данов А. В. 1931б. Геологические исследования в районе Каракумского серного месторождения. Труды ГГРУ, вып. 35.

Данов А. В. 1932а. Отчет комиссии по обследованию Туаркырских угольных месторождений. Инст. эконом. исслед. при Госплане Туркм. ССР. Бюлл. № 2. Ашхабад.

Данов А. В. 1932б. Серные месторождения СССР. Сб. «Вопросы серной промышл. СССР». Ком. по химизации при Госплане СССР, Л.

Данов А. В. 1934. Геологическая изученность Туркменской ССР. Сб. «Пробл. Туркмении», Труды 1-й конфер. по изуч. произв. сил Туркм. ССР, т. IV. Изд. Ак. наук СССР.

Данов А. В. 1936. Об условиях образования месторождений серы в Средней Азии. Труды ЦНИГРИ, вып. 88.

Данов А. В. 1942. Гуминокериты Туркмении. Труды Туркм. фил. Ак. наук СССР, вып. II.

Данов А. В. 1944. Геология Туркменской ССР за двадцать лет. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, № 2—3.

Данов А. В. 1945. Магниева проблема в Туркмении. Труды Туркм. геол. упр., вып. 1.

Данов А. В. 1950. Стратиграфия, фации и нефтеносность акчагыльских отложений Туркмении. Сб. «Авторефераты научных работ ВНИГРИ», вып. 4. Гостоптехиздат.

Двали М. Ф. 1932. Гидрогеологические исследования в урочищах Умчал и Кызыл-куль (южный берег залива Карабугаз). Труды ВГРО, вып. 179.

Дельта Аму-Дарьи. 1873. Матер. для статистики Туркест. края, вып. II. СПб.

Джафаров. 1934. Микрофаунистические корреляционные работы по Нефтедагу. Новости нефт. геол., № 1.

Дзенс-Литовская Н. Н. 1941. Почвы и растительность окрестностей озера Султан-Санджар. Изв. Всес. геогр. общ., т. 73, вып. 3.

Дзенс-Литовский А. И. 1936. Геология и рельеф культурного слоя оазисов Средней Азии. Природа, № 4.

Дзенс-Литовский А. И. 1939а. Озеро Султан-Санджар и его окрестности. Изв. Гос. геогр. общ., т. 71, вып. 4.

Дзенс-Литовский А. И. 1939б. Песчаные бугры-булаки и бугры-кудуки в пустыне. Природа, № 2.

Дзенс-Литовский А. И. 1945. Геология дна минеральных озер СССР. Изв. Ак. наук СССР, сер. геол., № 6.

Дзенс-Литовский А. И. 1946а. Геоморфология дна минеральных озер СССР. Изв. Всес. геогр. общ., № 5—6.

Дзенс-Литовский А. И. 1946б. Грязевые сопки на оз. Султан-Санджар. Природа, № 3.

Дзенс-Литовский А. И. и Бергман А. Г. 1935. Озеро Денгиз-куль и его геологическое прошлое. Сб. «Тадж.-Памир. эксп. 1934 г.». Изд. Ак. наук СССР.

Димо Н. А. 1913. Почвенные исследования в бассейне р. Аму-дарьи. Ежег. отд. зем. улучш., год V, ч. II.

Димо Н. А. 1915. Почвенные исследования в бассейне р. Аму-дарьи. Ежег. отд. зем. улучш., год VI, ч. II (1914).

Димо Н. А. 1925. Почвенно-ботанические экспедиции весной 1925 г. в юго-восточную часть Туркмении. Изв. Инст. почвовед. и геобот. при Ср.-Аз. гос. унив., вып. 1, Ташкент.

Димо Н. А., Никитин В. В. и Ножин Л. Л. 1913. Почвенные исследования в бассейне р. Аму-дарьи. Краткий отчет о работах осенью 1912 г. Ежег. Отд. зем. улучш., т. III, ч. II (1912).

Димо Н. А. и Скворцов Ю. А. 1928. Керки-Чарджуйская культурная полоса по левому берегу р. Аму-дарьи. Бюлл. Ср.-Аз. гос. унив., № 17, Ташкент.

Докучаев В. В. 1900. К вопросу о репетекских гипсах. Зап. СПб. минер. общ., сер. 2, т. XXXVII.

Доленко Г. И. 1930. Краткое описание ландшафтных районов Западного Усть-Урта и равнинного Мангышлака. Отчет о работах почв.-ботанич. отряда Кавказск. эксп. Ак. наук СССР, вып. IV, ч. 2. Матер. Ком. эксп. исслед. Ак. наук СССР, вып. 26.

- Домарев В. С. 1939. Меденосность меловых отложений западного склона Кугитанга. Цвет. мет., № 1.
- Доскач А. Г. 1940а. Геоморфологический очерк Кунядарьинской древнеаллювиальной равнины (Сарыкамышской дельты Аму-Дарьи). Труды Инст. географии Ака. наук СССР, т. XXXV.
- Доскач А. Г. 1940б. Основные этапы развития идей в истории изучения песчаных пустынь Средней Азии. Труды Инст. географии Ака. наук СССР, вып. XXXVI.
- Доскач А. Г. 1948. О некоторых особенностях песчаного рельефа западной Прикопетдагской равнины. Пробл. физ. географии, XIII. Изд. Ака. наук СССР.
- Драницын Д. 1910. Песчаная степь в восточных Каракумах Закаспийской области. Матер. по изуч. русск. почв, вып. 19. СПб.
- Драницын Д. А. 1913. Южная часть Закаспийской области. Предварит. отчет об организ. и исполн. работ по исслед. почв Аз. России в 1912 г. СПб.
- Дубровкин В. Л. 1949а. К вопросу о генезисе песков песчаной пустыни в Юго-Восточных Кара-Кумах. Докл. Ака. наук СССР, нов. сер., т. LXV, № 2.
- Дубровкин В. Л. 1949б. К вопросу о происхождении отложений песчано-глинистой равнины (Обручевская степь) в Юго-Восточных Кара-Кумах. Докл. Ака. наук СССР, нов. сер., т. LXV, № 2.
- Дубровкин В. Л. 1950. Лессовидные породы Прикопетдагской предгорной равнины. Докл. Ака. наук СССР, нов. сер., т. LXXV, № 5.
- Дубянский В. А. 1928. Физико-мелиоративные исследования песков Средней Азии. Песчаная пустыня юго-восточные Кара-Кумы, ее естественные районы, возможности их сельскохозяйственного использования и значение для ирригации. Труды по прикл. ботанике и селекции, т. XIX, вып. 4.
- Дубянский В. А. 1929. Песчаные пустыни Туркмении. Сб. «Туркмения», т. III. Изд. Ака. наук СССР.
- Егоров В. С. 1941. Сырьевая база Кара-Богаз-Гола в случае отделения залива от моря. Докл. Ака. наук СССР, нов. сер., т. XXX, № 6.
- Егоров В. С. 1946а. К вопросу о сырьевой базе Кара-Богаз-Гола в ближайшем будущем. Сб. «Сульфат натрия в СССР». М.—Л.
- Егоров В. С. 1946б. Сравнительная характеристика Кара-Богаз-Гола и Большого Соленого озера в штате Юга США. Сб. «Сульфат натрия в СССР». М.—Л.
- Еремеев П. В. 1895. О стяжениях кристаллов гипса, найденных в Закаспийской области в одном бархане. Изв. Ака. наук, т. III, № 5.
- Ермилов И. Я. 1948. Грязевой вулкан Акиатлаух. Изв. Всес. геогр. общ., т. 80, вып. 2.
- Ермилов И. Я. 1949. Формы эоловой аккумуляции в солончаковых пустынях западной Туркмении. Изв. Всес. геогр. общ., т. 81, вып. 3.
- Ермолаев М. П. 1908. Пропуск вод Аму-дарьи в Тедженский и Мервский оазисы с целью орошения 516 000 десятин земли в восточной части Закаспийской области. СПб.
- Жемчужников Ю. А. и Ергольская З. А. 1936. По поводу ягманского и тузркырского типов углей. Химия твердого топлива, т. VII, вып. 6.
- Жеребцов. 1848. Обзор Карабугазского залива. Зап. Гидрограф. деп., т. VI.
- Жижченко Б. П. 1940. Нижний миоцен и средний миоцен. Стратиграфия СССР, т. XII, Неоген. Изд. Ака. наук СССР.
- Жукова Е. А. 1954. О возрасте меловых отложений мыса Ак-Тумсук (Аральское море) и урочища Ай-Бугир. Докл. Ака. наук Узб. ССР, № 2, Ташкент.
- Загорский М. Ф. 1934. Работы химической лаборатории Туркменской группы в 1931—1932 гг. Сб. «Гаурдакский химич. комбинат», т. II, ч. 1.
- Зайцев А. 1884. Кристаллические породы окрестностей Красноводска. Петрографич. очерк. Труды Общ. естествоисп. при Казанск. унив., т. XIII, вып. 2.
- Залив Кара-Богаз-Гол. 1940. Состояние залива и его промышленное значение. Сб. статей. Труды по компл. изуч. Каспийского моря, вып. XI. Изд. Ака. наук СССР.
- Запорожцева А. С. 1934. Фосфориты приамударьинской полосы Северо-Западных Кызыл-Кумов. Каракалпакия. Труды 1 конфер. по изуч. произв. сил Каракалп. АССР, т. 1. Изд. Ака. наук СССР.
- Запорожцева А. С. 1935. Материалы по геологии и полезным ископаемым западных предгорий Султан-уиз-дага. Каракалпакия. Труды Каракалп. компл. эксп 1931—1932 гг., т. IV, Совет по изуч. прир. ресурсов, сер. каракалп., вып. 5. Изд. Ака. наук СССР.
- Захаревич В. А. 1934. Геологический очерк Туаркырского угленосного района. За недра Ср. Азии, № 5—6, Ташкент.
- Зеленский С. И. 1950. Геологическое строение района г. Монжуклы и Северного Урунджика (Западная Туркмения). Сб. «Авторефераты научных трудов ВНИГРИ», вып. 4. Гостоптехиздат.

- Знаменский А. И. 1950. О механизме образования некоторых форм эолового рельефа песчаных пустынь и защите сооружений от песков. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, № 1.
- Зонн С. В. 1935. Такыры Туркмении и их освоение. Сб. «Пробл. Туркмении». Труды 1-й конфер. по изуч. произв. сил Туркм. ССР, т. II. Изд. Ак. наук СССР.
- Зубер С. Р. 1924. К познанию палеогена на о. Челекене. Азерб. нефт. хоз., № 7—8.
- Зубов, 1878. Гидрографические работы на реке Аму и в ее дельте в 1874 г. Труды Аму-Дарьинской эксп., вып. 3. Изд. РГО, СПб.
- Иванин М. О. 1873. О старом русле Аму-дарьи. Матер. для статистики Туркест. края, вып. II. СПб.
- Иванов А. П. 1901а. Грязевой вулкан на Челекене. Дневник XI съезда русск. естествоисп. и врачей, № 8.
- Иванов А. П. 1901б. Тектоника острова Челекена. Дневник XI съезда русск. естествоисп. и врачей, № 8.
- Иванов А. П. 1901в. Челекенское нефтяное месторождение. Дневник XI съезда русск. естествоисп. и врачей, № 10.
- Иванов А. П. 1903. Челекенское месторождение. Нефт. дело, № 6, 7 и 9.
- Иванов А. П. 1908. О происхождении некоторых глинистых пород южно-русских нефтяных месторождений. Изв. Ак. наук, VI сер., т. II, № 12.
- Иванов А. П. 1909. Минералы острова Челекена. Изв. Ак. наук, VI сер., т. III, № 3.
- Иванов А. П. 1911. Редкий случай осадочной породы. Изв. Геол. ком., т. XXX, № 6.
- Ивановский И. К. 1896. О землетрясении в песчаных заносах на Закаспийской железной дороге. Зап. Русск. техн. общ., год XXX, № 12.
- Ивченко А. 1906. Денудация степи. Ежег. по геол. и минер. России, т. VIII, № 6.
- Ильин М. М. 1946. Некоторые итоги изучения флоры пустынь Средней Азии. Матер. по истории флоры и растительности СССР, вып. II. Изд. Ак. наук СССР.
- Ильин С. И. 1937а. Геологические исследования в области мезокайнозойских отложений Западного Узбекистана. Изд. Ком. наук Узб. ССР, Ташкент.
- Ильин С. И. 1937б. Равнинные пространства юго-западного Узбекистана. Геол. Узб. ССР, т. II.
- Ильина А. П. и Луппов Н. П. 1945. О присутствии апшеронских отложений на Краснодарском полуострове. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. I.
- Ильинский В. П. 1934. Гидрохимия Карабугаза. Сб. «Пробл. Туркмении». Труды 1-й конфер. по изуч. произв. сил Туркм. ССР, т. I. Изд. Ак. наук СССР.
- Ильинский В. П., Клебанов Г. С. и Бадер Ф. Ф. 1932. Соленое озеро Куули. Труды Соляной лабор. Ак. наук СССР, вып. III.
- Ильинский В. П., Клебанов Г. С., Блумберг Я. Б. и Пельш А. Д. 1936. Сборник работ по гидрохимии Карабугазского залива Каспийского моря. Труды Соляной лабор. Ак. наук СССР, вып. V.
- Инструкция по проектированию и строительству зданий и сооружений, выводимых в сейсмических районах в условиях военного времени. 1943. Стройиздат, НКС. Исаков Ю. А. 1941. К вопросу о прежних устьях Узоя (Актам и Аджанб). Изв. Всес. геогр. общ., т. 73, вып. 2.
- Казаков А. В. 1935. Геологический очерк фосфоритных фаций Средней Азии. Сб. «Минеральные богатства Ср. Азии». Тадж.-Памир. эксп. при СНК СССР.
- Казаков А. В. и Одинцова С. В. 1935. Месторождения селитры Средней Азии. Сб. «Минеральные богатства Ср. Азии». Тадж.-Памир. эксп. при СНК СССР.
- Калитин. 1881. Описание пути между Ахал-текинским и Хивинским оаисами, из крепости Куля-геок-тепе до развалин крепости Змукшир через колодцы: Мемед-диар, Дербент, Шейх, Лайлы и засыпанные колодцы Кизил-ча-куюсы и Чагыл, с 7 по 19 февраля 1881 года. Изв. РГО, т. XVII, вып. 4.
- Калитин. 1883. Маршрутное описание пути между Ахал-Текичским и Хивинским оазисами из кр. Куля-Гок-Тюпе на кол. Кизил-Ча к кр. Змукширу через колодцы: Мамет-Диар, Дербент, Шейх, Лайлы и Кизил-ча-куюсы 1881 года. Сб. геогр. топогр. и статист. матер. по Азии, вып. VI. СПб.
- Калицкий К. П. 1910. Об условиях залегания нефти на о. Челекене. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 59.
- Калицкий К. П. 1914а. Боя-даг. Изв. Геол. ком., т. XXXIII, № 3.
- Калицкий К. П. 1914б. Грязевые сопки в окрестностях Чикишляра. Изв. Геол. ком., т. XXXIII, № 5.
- Калицкий К. П. 1914в. Кум-даг и Монжуклы (Закаспийская область). Изв. Геол. ком., т. XXXIII, № 10.

- Калицкий К. П. 1914г. Нефтяная гора (Закаспийская область). Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 95.
- Калицкий К. П. 1914д. О Чикишлярском газоносном районе. Изв. Геол. ком., т. XXXIII, № 10.
- Калицкий К. П. 1917. Озокерит или горный воск. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 5.
- Калицкий К. П. 1918. Нефтяные месторождения Закаспийской области. Естеств. произв. силы России, т. IV, вып. 22. Изд. Ак. наук.
- Калицкий К. П. 1922. Закаспийская область. Нефт. и сланц. хоз., т. II, № 7—8.
- Калугин П. И. 1934. Краткий очерк Гаурдакского месторождения нефти. За недра Ср. Азии, № 4, Ташкент.
- Калугин П. И. 1942. Схема тектоники передового хребта Копет-дага. Труды Туркм. фил. Ак. наук СССР, т. II.
- Калугин П. И. 1944. Геологические науки в Туркмении в дни Отечественной войны. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, № 1.
- Калугин П. И. 1945. О диагональных разрывах Центрального Копет-дага. Труды Туркм. геол. упр., вып. 1.
- Калугин П. И. 1946. О диагональных разрывах Копет-Дага. Сов. геол., сб. II.
- Калугин П. И., Кунин В. Н., Луппов Н. П. и Порфирьев В. Б. 1946. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000. Объяснительная записка к листу J—40 (Ашхабад). Госгеолиздат.
- Каляев Г. И. 1945. Тектоника Арчман-Нухурского района хребта Копет-Даг. Труды Туркм. геол. упр., вып. 1.
- Каляев Г. И. 1946. Дизъюнктивная тектоника Копет-Дага и ее связь со складчатыми структурами. Госгеолиздат.
- Карабугаз и его промышленное значение. 1916. Матер. для изуч. естеств. произв. сил России, вып. 7, изд. Ак. наук.
- Карабугаз и его промышленное значение. 1922. 2-е дополн. изд. Матер. для изуч. естеств. произв. сил России, № 42. Госиздат.
- Карабугаз и его промышленное значение. 1930. 3-е изд. Матер. Ком. по изуч. естеств. произв. сил. Союза, № 73. Изд. Ак. наук СССР.
- Карелин Г. С. 1883. Путешествия Г. С. Карелина по Каспийскому морю. Зап. РГО по общ. географии, т. X.
- Карк И. 1911. Заметки о долине Мургаба. Изв. РГО, т. XLVI, вып. 8—10 (1910).
- Карпинский А. П. 1894. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. Изв. Ак. наук, № 1. Переиздано в серии «Классики естествознания», Петроград, 1919.
- Каульбарс А. В. 1881. Низовья Аму-дарьи, описанные по собственным исследованиям 1873 года. Зап. РГО по общ. географии, т. IX.
- Каульбарс А. В. 1885. О старых руслах Аму-дарьи. Изв. Кавк. отд. РГО, т. IX, № 1.
- Каульбарс А. В. 1887. Древнейшие русла Аму-дарьи. Зап. РГО по общ. географии, т. XVII, № 4.
- Кесь А. С. 1939. Русло Узбой и его генезис. Труды Инст. географии Ак. наук СССР, т. XXX.
- Кесь А. С. 1952. Происхождение Узбоя. Изв. Ак. наук СССР, сер. геогр., № 1.
- Кипарисова Л. Д. и Курбатов В. С. 1952. О наличии триасовых отложений в Туаркыре. Изв. Ак. наук СССР, сер. геол., № 6.
- Киров В. А. 1937. Новые данные по стратиграфии Небит-Дага (Нефтедага). Нефт. хоз., № 3.
- Кирпичников А. А. 1951. О дельфинах из отложений апшеронского яруса. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. LXXIX, № 6.
- Княшко А. И. 1896. Военный обзор Закаспийской области. Ашхабад.
- Клебанов Г. С. 1932. Каспийская экспедиция. Сб. «Экспедиции Ак. наук, 1931 год». Изд. Ак. наук СССР.
- Книпович Н. М. 1921. Гидрологические исследования в Каспийском море в 1914—1915 гг. Труды Касп. эксп. 1914—1915 гг. Петроград.
- Ковалевский С. А. 1926а. «Вулкан Бухты» и тектоника срединного Биби-Эйбата. Гл. II. Воуру-каша—Каспийское море. Азерб. нефт. хоз., № 2. Баку.
- Ковалевский С. А. 1926б. Красноводск—Узбой—Нефтедаг. (К познанию нефтяных месторождений Закаспия). Нефт. хоз., т. X, № 6.
- Ковалевский С. А. 1930. Монжуклы. Нефт. хоз., № 8—9.
- Ковалевский С. А. 1933. Лик Каспия. Труды Геол.-разв. конторы Азнефти, вып. 2.

- Ковалевский С. А. 1934. Нефтяные и газовые месторождения Туркмении. Азнефтеиздат.
- Ковалевский С. А. 1939. Кюр-санга и уровень «сарайской трансгрессии» Каспия. Сб. «Труды по вопросам нефт. геол.», Баку.
- Ковалевский С. А. 1940. Грязевые вулканы южного Прикаспия (Азербайджана и Туркмении). Баку.
- Ковалевский С. А. 1944. «Великая акчагыльская трансгрессия» и ее участие в формировании продуктивной толщи. Изв. Азерб. фил. Ак. наук СССР, № 5.
- Ковалевский С. А. и Корнев Н. 1926. Нефтегаз, опыт промышленной оценки. Азерб. нефт. хоз., № 2, Баку.
- Козловский Д. А. 1930. Материалы по гидрогеологии Центральных Каракумов. Сб. «Каракумы», Матер. Ком. эксп. исслед. Ак. наук СССР, сер. туркм., вып. 29.
- Колесников В. П. 1935. Сарматские моллюски. Палеонтология СССР; т. X, ч. II. Изд. Ак. наук СССР, Л.
- Колесников В. П. 1936а. Средний миоцен Закаспийского края. Изв. Ак. наук СССР, сер. геол., № 2—3.
- Колесников В. П. 1936б. К изучению акчагыльского яруса. Изв. Ак. наук СССР, сер. геол., № 6.
- Колесников В. П. 1940а. Верхний миоцен. Стратиграфия СССР, т. XII, Неоген. Изд. Ак. наук СССР.
- Колесников В. П. 1940б. Нижний плиоцен. Стратиграфия СССР, т. XII, Неоген. Изд. Ак. наук СССР.
- Колесников В. П. 1940в. Средний и верхний плиоцен Каспийской области. Стратиграфия СССР, т. XII, Неоген. Изд. Ак. наук СССР.
- Колесников В. П. 1948. К систематике моллюсков апшеронского яруса. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, № 1, Ашхабад.
- Колесников В. П. 1950. Акчагыльские и апшеронские моллюски. Палеонтология СССР, т. X, ч. III, вып. 12. Изд. Ак. наук СССР.
- Колесников В. П. 1951а. О каспийских гастроподах. Изв. Ак. наук Туркм. ССР, № 3.
- Колесников В. П. 1951б. К геологической истории северной части Красноводского плато. Сб. «Памяти акад. А. Д. Архангельского». Изд. Ак. наук СССР.
- Колобов. 1900. Пески Закаспийской железной дороги и борьба с ними. Инж. журн., № 8.
- Колов С. И. 1952. Наблюдения косою эоловой слоистости в районе трассы Главного Туркменского канала. Изв. Ак. наук Узб. ССР, № 4, Ташкент.
- Комаров В. Л. 1895. Барометрическая нивелировка Унгуза. Изв. РГО, т. XXXI, вып. 1.
- Коншин А. М. 1883. Путевые заметки о Каракумских песках. Изв. РГО, т. XIX.
- Коншин А. М. 1885а. Геологический и физико-географический очерк Закаспийского края. Изв. Кавк. отд. РГО, т. IX, № 1.
- Коншин А. М. 1885б. Сарыкамышский озерный бассейн и западный Узбой. Изв. РГО, т. XXI.
- Коншин А. М. 1886а. Геологический очерк Закаспийского края (предварительный отчет). В работе Радле Г., Вальтера А. и Коншина А. «Отчет об экспедиции в Закаспийский край и Северный Хорасан в 1886 г.», Тифлис.
- Коншин А. М. 1886б. Предварительный отчет о результатах геологических и физико-географических исследований в Туркменской низменности. Изв. РГО, т. XXII.
- Коншин А. М. 1888. Месторождения полезных ископаемых в Закаспийском крае. Зап. СПб минер. общ., 2-я сер., ч. XXIV.
- Коншин А. М. 1889. Заметка о Каракумском месторождении серы в Закаспийской области. Горн. журн., т. III.
- Коншин А. М. 1893. О древнем течении Аму-дарьи по современным геологическим и физико-географическим данным. Зап. Кавк. отд. РГО, кн. XV, Тифлис.
- Коншин А. М. 1897. Разъяснение вопроса о древнем течении Аму-Дарьи по современным геологическим и географическим данным. Зап. РГО по общ. географии, т. XXXIII, вып. 1.
- Коробков И. А. 1947. Новые данные о палеогеновой фауне моллюсков окрестностей Кушки (Туркмения). Научн. бюлл. Ленингр. гос. унив., № 19.
- Коробков И. А. 1950. О некоторых видах моллюсков из эоценовых отложений Кушки. Учен. зап. Ленингр. гос. унив., сер. геол. наук, вып. 1.
- Коровин Е. П. 1927. Заметка о растительности Центральных Каракумов. Изв. Инст. почвовед. и геоботан. при Ср.-Аз. гос. унив., т. III, Ташкент.
- Коровин Е. П. 1932. Новый трегичный тип семейства Proteaceae из Средней Азии. Ботан. журн. СССР, т. 17, № 5—6.

Коровин Е. П. 1934а. Растительность Средней Азии и Южного Казахстана. Госиздат, Ср.-Аз. отд. М.—Ташкент.

Коровин Е. П. 1934б. К вопросу о палеоэкологических сменах в Средней Азии. Вопросы экологии и биоценологии, М.—Л.

Королева А. П. и Шарапов И. П. 1936. О современном поднятии соляного купола Ходжа-и-Кан и о возможном поднятии аналитического определения скорости этого поднятия. Пробл. сов. геол., т. VI, № 12.

Костенко Н. П. 1948. Новейшая геологическая история юго-западного окончания Гиссарского хребта и Таджикской депрессии. Труды Всес. рабоч. совещ. по итогам изучения четвертичного периода в г. Ташкенте. Изд. Ак. наук Узб. ССР, Ташкент.

Косыгин А. И. 1931. Чикишлярский нефтеносный и газоносный район. Труды НГРИ, сер. Б, вып. 1.

Косыгин А. И. 1932. Газовые месторождения и газовые вулканы Туркмении. Природные газы, сб. 4—5.

Косыгин А. И. 1935а. Газовые вулканы Чикишлярского района. Труды НГРИ, сер. Б, вып. 64.

Косыгин А. И. 1935б. Наблюдения в 1932 г. в Чикишлярском районе. Труды НГРИ, сер. Б, вып. 64.

Косыгин А. И. 1935в. Особый вид четвертичных отложений, генетически связанный с деятельностью современных грязевых вулканов. Природа, № 2.

Косыгин А. И. 1937а. Геофизические работы в Западной Туркмении в 1930—1936 гг. Нефт. хоз., № 6.

Косыгин А. И. 1937б. Тектоника Прикаспийской низменности и грязевые вулканы. Природа, № 12.

Косыгин Ю. А. 1932. Нефтегаз. Нефт. хоз., № 8.

Косыгин Ю. А. 1933. Нефтяные месторождения Туркмении. Госгоргеолнефтеиздат.

Косыгин Ю. А. 1952. Основы тектоники нефтеносных областей. Госстоптехиздат.

Кошкуль Ф. Г. 1870. Отчет по геологическим работам, произведенным с ноября 1869 г. по март 1870 г. в местностях у Красноводского залива и на острове Челекене. Изв. РГО, т. VI, № 7. То же, 1873. Зап. Кавк. отд. РГО, т. VIII, Тифлис.

Кошкуль Ф. Г. 1882—1883. Месторождения нефти и горного воска в Закаспийской области. Изв. Кавк. отд. РГО, т. VII, Тифлис.

Кошкуль Ф. Г. 1884—1885. Нефтяная гора. Изв. Кавк. отд. РГО, т. VIII, Тифлис.

Кретов Ф. И. 1936. Материалы по геологии и гидрогеологии по трассе проектируемого Каракумского канала. Матер. по геол. Ср. Азии, вып. 8. Ташкент.

Криштофович А. Н. 1926. Обзор изучения нашей ископаемой флоры. Геол. вестн., т. V, № 1—3.

Криштофович А. Н. 1927. Новые данные к верхнетретичной флоре сев.-зап. Сибири. Изв. Геол. ком., т. XLVI, № 7.

Крымгольц Г. Я. 1936. *Turkmenia balkhanensis* gen. et sp. nov. из нижнемеловых отложений Туркмении. Труды Лен. общ. естествоисп., т. LXXV, вып. 1.

Крымгольц Г. Я. 1946. О результатах геологических исследований в южной части Питнякского района. Изв. ВГФ, вып. 1.

Крымгольц Г. Я. 1950. О возрасте наиболее древних отложений, обнажающихся в Большом Балхане. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. LXXV, № 1.

Крымгольц Г. Я. и Шведов Г. В. 1947. К вопросу о корнях грязевых вулканов Закаспийской области. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. LVIII, № 7.

Кудрявцев Н. А. 1935. Нефтяные месторождения Средней Азии. Сб. «Минеральные богатства Ср. Азии». Тадж.-Памир. эксп. при СНК СССР, Л.

Кузичкина Ю. М. 1941. К петрографической характеристике углей восточной Аманбулакской площади Туаркырского месторождения угля. Сб. «Геол. Ср. Азии», вып. 1. Ташкент.

Кузнецов-Угамский Н. Н. 1934. Физико-географические предпосылки существования и развития пустынь в Средней Азии. Сб. «Хозяйств. освоение пустынь Средней Азии и Казахстана». Ташкент.

Кулжинская-Воронец Н. С. 1930. О некоторых нижнемеловых аммонитах из Западной Бухары. Изв. Геол. ком., т. XLIX, № 8.

Кульберг П. 1887. Работы Афганской разграничительной комиссии и наша новая граница с Афганистаном. Изв. Кавк. отд. РГО, т. IX, Тифлис.

Культнасов М. В. 1946. Этюды по формированию растительного покрова жарких пустынь и степей Средней Азии. Матер. по истории флоры и растительности СССР, вып. II. Изд. Ак. наук СССР.

- Кунин В. Н. 1930. Некоторые данные о современных эоловых формах в юго-восточных Каракумах. Сб. «Каракумы», Матер. Ком. эксп. исслед. Ак. наук СССР, сер. туркм., вып. 29.
- Кунин В. Н. 1934а. Гидрогеологический очерк юго-восточных Каракумов. «Каракумы», сб. IV, Труды Совета по изуч. прир. ресурсов, сер. туркм., вып. 8. Изд. Ак. наук СССР.
- Кунин В. Н. 1934б. О некоторых путях изучения и освоения грунтовых вод Туркмении. Соц. хоз. Туркмении, № 2—3, Ашхабад.
- Кунин В. Н. 1945. О некоторых особенностях туркменской народной гидро-техники и причинах резкого различия в засолении воды соседних колодцев. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, № 3—4.
- Кунин В. Н. 1946. О структуре низменных Каракумов. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. LI, № 9.
- Кунин В. Н. 1947. Происхождение подземных вод Каракумов. Изв. Всес. геогр. общ., т. 79, вып. 1.
- Кунин В. Н. 1948. О глубине физико-географического воздействия в условиях песчаной пустыни. Изв. Ак. наук СССР, сер. геогр. и геофиз., т. XII, № 1.
- Кунин В. Н. 1950. Каракумские записки. Географиз.
- Кунин В. Н. и Козловский Д. А. 1932. Отчет о работах, проведенных летом 1930 г. в районе Келифского Узоя в юго-восточных Каракумах. Исслед. подземн. вод СССР, вып. 1. Изд. Гос. гидролог. инст.
- Кунин В. Н. и Петров М. П. 1932. Материалы по геологии и морфологии района ст. Байрам-али—Репетек, Туркменской ССР. Исслед. подземн. вод СССР, вып. 1. Изд. Гос. гидролог. инст.
- Куприна Г. А. и Сергеев Е. М. 1953. Основные особенности состава и свойств песков Западных Кара-Кумов. Вестн. Моск. гос. унив., № 5.
- Курнаков Н. С. 1922. О результатах работ Карабугазской экспедиции 1921—1922 гг. Докл. Ак. наук СССР, сер. А.
- Курнаков Н. С. 1934. Физико-химические условия выделения глауберовой соли в Карабугазе. Сб. «Пробл. Туркмении», Труды 1-й конфер. по изуч. произв. сил Туркм. ССР, т. I. Изд. Ак. наук СССР.
- Курнаков Н. С., Николаев В. И., Егоров В. С. и Блюмберг Я. Б. 1939. Проблема Кара-Богаз-Гола. Успехи химии. т. VIII, вып. 2.
- Лагузен И. И. 1884. Описание двух форм аммонитов из долины Аму-дарьи. В работе Г. Романовского «Матер. для геол. Туркестанского края», вып. II. СПб.
- Лан М. И. 1898а. Нефтяная гора. Нефтяное месторождение Закаспийской области. Труды Бак. отд. Русск. техн. общ., год XIII, вып. 6. Баку.
- Лан М. И. 1898б. Подробное описание к геологической карте Нефтяной горы Закаспийской области. Ашхабад.
- Ланге О. К. 1952. Главный Туркменский канал и задачи геологических исследований в связи с преобразованием природы. Булл. МОИП, отд. геол., т. XXVII, вып. 5.
- Лаптиева Е. М. и Мирошниченко В. П. 1934. О месторождении меди в Восточной Туркмении и смежных с нею частях Узбекистана. За недра Ср. Азии, № 4, Ташкент. То же. 1935. Разв. недр, № 1.
- Лаптиева Е. М. и Мирошниченко В. П. 1947. О разрезе гаурдакской толщи и времени образования сероносных залежей Гаурдака. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, № 1.
- Лебедев Г. А. 1932. Геологические и гидрогеологические исследования в западной части Краснодарского полуострова. Труды ВГРО, вып. 179.
- Лебединцев А. А. 1897. Отчет о командировке на Карабугазский залив Каспийского моря (на нем. языке). Докл. на VII Межд. геол. конгр. в С.-Петербурге. Одесса.
- Левичкий С. И. 1937. Кугитагское каменноугольное месторождение. Труды Тадж.-Памир. эксп., вып. LXVI.
- Левченко Ф. И. 1912. Почвы, грунты и грунтовые воды Каракумской пустыни в связи с вопросом орошения ее. Изд. Аму-дарьин. общ. орош. и хлопковод. Киев.
- Ленц Р. Э. 1870. Наши познания о прежнем течении реки Аму-дарьи и впадении ее в Каспийское море. Изв. РГО, т. VI.
- Ленц Р. Э. 1871. Наши сведения о прежнем течении Аму-дарьи (пер. с нем.). Зап. РГО по общ. географии, т. IV.
- Леонтьев Л. Н. 1953. О характере тектонического сопряжения Копет-Дага и Кара-Кумов. Булл. МОИП, отд. геол., т. XXVIII, вып. 5.
- Лессар П. М. 1882. Поездка в Серахс в 1881 г. Изв. РГО, т. XVIII, вып. 2.
- Лессар П. М. 1883а. Пески Кара-Кум. Пути сообщения Закаспийской области

с Хивою, Мервом и Бухарою. Сб. геогр., топогр. и статист. матер. по Азии, вып. VI, СПб.

Лессар П. М. 1883б. Пути из Асхабада к Герату. Сб. геогр., топогр. и статист. матер. по Азии, вып. VI, СПб.

Лессар П. М. 1883в. Узбой и Унгуз. Сб. геогр., топогр. и статист. матер. по Азии, т. VI.

Лессар П. М. 1884а. Заметки о Закаспийском крае и сопредельных странах. Изв. РГО, т. XX, вып. 1.

Лессар П. М. 1884б. Заметки о Закаспийском крае и соседних странах. Поездка в Персию, в Южную Туркмению, Мерв, Чарджуй и Хиву. Зап. Кавк. отд. РГО, т. XIII, вып. 1, Тифлис.

Лессар П. М. 1884в. Пески Каракум. Изв. РГО, т. XX, вып. 2.

Лессар П. М. 1884г. Очерк северо-западной границы Афганистана. Изв. Кавк. отд. РГО, т. VIII, Тифлис.

Лессар П. М. 1884. Юго-западная Туркмения Сб. геогр., топогр. и статист. матер. по Азии, вып. XIII. СПб. То же. 1885. Изв. РГО, т. XXI, вып. 1.

Лессар П. М. 1891. Оксус, его древнее соединение с Каспийским морем. Пер. с франц. с примеч. Романовича. Ташкент.

Либрович Л. С. 1921. К геологии северной Персии. Геол. вест., т. IV.

Ливенталь В. Э. 1939. Исследования микрофауны третичных отложений Небит-Дага. Сб. «Труды по вопросам нефт. геол.». Азерб. нефт. науч.-иссл. инст. им. Куйбышева, Баку.

Липман Р. Х. 1953. Материалы к изучению палеогеога западных районов Средней Азии. Ежег. Всерос. палеонт. общ., т. XIV.

Липский В. И. 1915. Ботанические исследования в Закаспийской области. Труды Почв.-ботан. экспед. по исслед. колон. районов Аз. России, ч. II. Ботан. исслед. 1912 г., вып. 4. Петроград.

Личков Б. Л. 1930. Загадка Каракумов. Сб. «Каракумы», Мат. Ком. эксп. исслед. Ака. наук СССР, сер. туркм., вып. 29.

Личков Б. Л. 1945. О горных денудационных поверхностях и их происхождении. Изв. Всес. геогр. общ., т. 77, вып. 4.

Личков Б. Л. и Сергеев В. А. 1948. К вопросу о причинах современного понижения уровня Каспийского моря. Вестн. Ленингр. Гос. унив., № 2.

Лобова Е. В. 1940. Почвенно-географический очерк дельты рр. Теджена и Мургаба. Прир. ресурсы Каракумов, ч. IV. Изд. Ака. наук СССР.

Ломакин Н. П. 1873. О полуострове Мангышлаке и путях оттуда в разные пункты Закаспийского края. Зап. Кавк. отд. РГО, кн. VIII, Тифлис.

Ломакин Н. П. 1875. Рекогносцировка Узбоя (сухого русла Аму-Дарьи). Изв. Кавк. отд. РГО, т. IV, № 1, Тифлис.

Лопатин Г. В. 1930. Рельеф Каракумов по нивелировке от Ашхабада до Серных бугров. Сб. «Каракумы», Матер. Ком. эксп. исслед. Ака. наук СССР, сер. туркм., вып. 29.

Лохтин В. 1879. Река Аму и ее древнее соединение с Каспийским морем. СПб.

Лукавченко П. И. и Ивоинин А. М. 1940. Гравитационные работы с вариометром в Прикаспийской низменности ТССР. Разв. недр, № 2—3.

Лупандин Д. М. 1875. Описание части Узбоя (сухого русла Аму-Дарьи) от кол. Балаишем до кол. Сарыкамыш. Изв. Кавк. отд. РГО, т. IV, № 1, Тифлис.

Луппов Н. П. 1931. Геологическое строение северо-восточной части Красноводского района Туркменской ССР. Изв. ГГРУ, т. L, вып. 54.

Луппов Н. П. 1932. Геологический очерк Восточно-Карабугазского района по исследованиям 1929 и 1930 гг. Труды ВГРО, вып. 269.

Луппов Н. П. 1934. Карабугазский залив. Сб. «Прикаспийская низменность», Геологические проблемы Союза. ЦНИГРИ.

Луппов Н. П. 1935. Туаркыр. Сб. «Экспедиции Ака. наук СССР, 1934 год», изд. Ака. наук СССР.

Луппов Н. П. 1936. Об аммонитах из барремских отложений Восточно-Карабугазского района (северо-западная Туркмения). Труды Лен. общ. естествоисп., т. LXV, вып. 1.

Луппов Н. П. 1938. К палеогеографии Средне-Азиатской части СССР в нижнемеловую эпоху. Изв. Ака. наук СССР, сер. геол., № 3.

Луппов Н. П. 1945а. К геологии окрестностей Красноводска. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XX (3—4).

Луппов Н. П. 1945б. Новые данные по геологии Каракумов в связи с глубоким бурением в районе Серных Бугров. Сов. геол., сб. 5.

Луппов Н. П. 1945в. Новые данные по геологии Каракумов в связи с глубо-

- ким бурением в районе Серных бугров. Труды Туркм. геол. упр., вып. 1, Ашхабад.
- Луппов Н. П. 1946а. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000. Объяснительная записка к листу К—40 (Нукус). Госгеолиздат.
- Луппов Н. П. 1946б. О распространении *Cardium edule* L. в районе Сарыкамышской впадины. Пробл. физ. географии, т. XII, Изд. Ак. Наук СССР.
- Луппов Н. П. 1947. Основные черты рельефа южного Устюрта и северных Каракумов. Изв. Всес. геогр. общ., т. 79, вып. 2.
- Луппов Н. П. 1948а. О генезисе Сарыкамышской впадины. Изв. Всес. геогр. общ., т. 80, вып. 2.
- Луппов Н. П. 1948б. Верхний мел юго-восточного Устюрта. Сов. геол., сб. 32.
- Луппов Н. П. 1949. Стратиграфия верхнеюрских и неокомских отложений Куба-Дага (район Красноводска, Туркмения). Труды ВСЕГЕИ, общ. серия, вып. 9.
- Луппов Н. П. 1952а. О тектонике южного Устюрта и Северных Кара-Кумов. Сб. «Новые данные по геологии Казахстана и Ср. Азии». Труды ВСЕГЕИ. Госгеолиздат.
- Луппов Н. П. 1952б. О находке кампанских аммонитов в Средней Азии. Труды ВСЕГЕИ. Сб. «Палеонтология и стратиграфия». Госгеолиздат.
- Луппов Н. П. 1952в. Основные черты геологической структуры района Большой Балхан — Куба-Даг и история ее тектонического развития, Изв. Ак. наук Туркм. ССР, № 4.
- Луппов Н. П. и Эберзин А. Г. 1945. О присутствии апшеронских отложений в Сарыкамышской и Аральской впадинах. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. L.
- Любченко А. Е. 1910. Каракумская степь. Почвенные и гидрологические исследования. Изд. Моск. Биржевого комитета.
- Маев Н. А. 1878. Маршруты и заметки по южным частям Бухарского ханства. Изв. РГО, т. XIV, вып. 4.
- Маев Н. А. 1897. Очерк Бухарского ханства. Гиссарский край, Куляб и правобережье Аму-Дарьи. Ташкент.
- Маевский Ф. 1897. Полезные ископаемые Закаспийской области. Изд. Горн. департ., СПб.
- Мазарович А. Н. 1938. Основы геологии СССР. ОНТИ.
- Макеев П. С. 1930а. Колодцы в северо-восточных Каракумах. Сб. «Каракумы», Матер. Ком. эксп. исслед. Ак. наук СССР, сер. туркм., вып. 20.
- Макеев П. С. 1930б. Нивелировка в северо-восточных Каракумах. Сб. «Каракумы», Матер. Ком. эксп. исслед. Ак. наук СССР, сер. туркм., вып. 20.
- Макеев П. С. 1932а. Барометрическая нивелировка в низменной части северо-восточных Каракумов. Сб. «Каракумы», Труды Совета по изуч. произв. сил, сер. туркм., вып. 3. Изд. Ак. наук СССР.
- Макеев П. С. 1932б. Колодцы северо-восточных Каракумов. Сб. «Каракумы», Труды Совета по изуч. произв. сил, сер. туркм., вып. 3. Изд. Ак. наук СССР.
- Макеев П. С. 1932в. Очерк рельефа северо-восточных Каракумов. Сб. «Каракумы», Труды Совета по изуч. произв. сил, сер. туркм., вып. 3. Изд. Ак. наук СССР.
- Макеев П. С. 1935. На Аму-Дарье. Сб. «Экспедиции АН СССР, 1934 год», изд. Ак. наук СССР.
- Макеев П. С. 1936. К вопросу о развитии речных долин Средней Азии за исторический период. Пробл. физ. географии, вып. III.
- Макеев П. С. 1937а. Материалы к геоморфологии долины р. Аму-дарья между Новым Чарджуем и Дарган-ата. Труды Инст. физ. географии Ак. наук СССР, вып. 24.
- Макеев П. С. 1937б. Поездка в южную часть северо-восточных Каракумов. Труды Инст. физ. географии Ак. наук СССР, вып. 24.
- Макеев П. С. 1937в. По юго-восточным Каракумам. Сб. «Экспедиции Ак. наук СССР, 1935 год». Изд. Ак. наук СССР.
- Макеев П. С. 1940. Физико-географический очерк Низменных Каракумов. Прир. ресурсы Каракумов, ч. II. Изд. Ак. наук СССР.
- Макеев П. С. 1952. Земли древнего орошения на сухих руслах Куны-Дарьи и Джаны-Дарьи. Изв. Всес. геогр. общ., т. 84, вып. 6.
- Максимов С. П. 1914. Общий отчет изысканий на р. Мургабе в целях изучения обеспеченности орошения Мургабского государственного имения 1907—1909 гг. СПб.
- Макшеев. 1851. Описание Аральского моря. Зап. РГО, кн. V.
- Маллицкий Н. Г. 1922. Разлив Аму-дарьи в августе 1921 года. Изв. Туркест. отд. РГО, т. XV, Ташкент.
- Малома Я. 1870. Топографические сведения о Красноводске и ближних к нему местностях и о пути, пройденном при рекогносцировках с ноября 1869 г. по март 1870 г. Изв. РГО, т. VI, № 7, 1870, То же. 1873. Зап. Кавк. отд. РГО, кн. VIII.
- Малома Я. 1873. Описание пути из Красноводска до кол. Декча, пройденного

- в рекогносцировку с 5 сентября по 1 ноября 1871 г. Зап. Кавк. отд. РГО, кн. VIII.
- Малышек В. К. 1934. К литологии нефтяных месторождений Туркменистана (предварит. сообщен.). Азерб. нефт. хоз., № 6.
- Мамедов Х. М. 1946. Итоги развития геологической науки в Туркменистане за пять лет (1941—1946 гг.) и ее дальнейшие перспективы. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, № 5.
- Марковский А. П. 1947. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000. Объяснительная записка к листу J—42 (Сталинабад). Госгеолиздат.
- Маркозов В. И. 1872. Рекогносцировка полковника Маркозова с Красноводским отрядом в Туркменских степях осенью и зимой 1871 г. Изв. Кавк. отд. РГО, т. 1, № 3.
- Масальский В. И. 1913. Туркестанский край. Россия, т. XIX. СПб.
- Мастичкий Н. В. 1915. Изыскания по орошению в Хивинских владениях. Ежег. Отд. зем. удучш., год VI, ч. 2 (1914).
- Матвеев К. К. 1905. Предварительный отчет о поездке в Закаспийскую область летом 1904 г. Труды СПб общ. естествоисп., т. XXXVI, вып. 1.
- Материалы для изучения землетрясений России. 1889. Т. 2, прилож. к т. 35. Изв. РГО.
- Материалы по гидрогеологическим и водохозяйственным исследованиям в бассейне реки Мургаб (Байрам-Алийский, Иолотанский, Кушкинский и Тахта-Базарский районы ТССР). 1935. Изд. Гос. гидролог. инст.
- Машрыков К. 1952. К тектонике Большого Балхана. Изв. Ак. наук Туркм. ССР, № 5.
- Мейер Л. Л. 1881. Возможность соединения Аральского моря с Каспийским по старому руслу Аму-дарьи, Узбою. Изв. РГО, т. XII, вып. 5.
- Мерклин Р. Л. 1953. О новом подвиде онкофор из юго-восточного Устюрта. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVIII, вып. 2.
- Мирошниченко В. П. 1933а. Краткий геологический очерк западных склонов Кугитанг-тау и Гаурдак-Тюбегатанской антиклинали. Сб. «Гаурдакский химич. комбинат», т. 1. М.
- Мирошниченко В. П. 1933б. Полезные ископаемые Гаурдакского района. Сб. «Гаурдакский химич. комбинат», т. 1. М.
- Мирошниченко В. П. 1937. Новые данные по тектонике Центрального Копет-Дага. Зап. Ленингр. горн. инст., т. XI, вып. 1.
- Мирошниченко В. П. 1938. Об особом типе складчатости, установленном в Арчман-Нухурском районе хребта Копет-Дага Туркм. ССР. Зап. Всеросс. минер. общ., т. 2 сер., т. LXVII, № 1.
- Мирошниченко В. П. 1945. Тектоника Гаурдака. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, № 5—6.
- Мирошниченко В. П. 1946а. Аэрогеосъемка. Госгеолиздат.
- Мирошниченко В. П. 1946б. Визуальные наблюдения с самолета для геологических целей. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, № 2, Ашхабад.
- Мирошниченко В. П. 1946в. Генезис структуры рудного поля хребта Кугитанга. Сов. геол., сб. 9.
- Мирошниченко В. П. 1947. Геологическое строение северо-восточного Хорасана. Изв. Ак. наук СССР, сер. геол., № 4.
- Мирошниченко В. П. 1951. Явления грязевого вулканизма при Ашхабадском землетрясении в октябре 1948 года. Изв. Ак. наук СССР, сер. геол., № 5.
- Митгарц Б. Б. 1946. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000. Объяснительная записка к листу K—41 (Ургенч). Госгеолиздат.
- Михайлов К. А. и Полавский В. В. 1927. Таш-Сака или Тюя-Муюн. Вестн. ирригации, № 11, Ташкент.
- Михайловский С. Н. 1914. Геологические исследования в Центральной Бухаре. Зап. Горн. инст., т. V, вып. 2—3.
- Михель Н. М. 1935. На южном Устюрте. Сб. «Экспедиции Ак. наук СССР, 1934 год». Изд. Ак. наук СССР.
- Моисеев А. С. 1944. Юрские брахиоподы Гиссарского хребта, Кугитанга, Балхана, Гуаркыра и Мангышлака. Учен. зап. Ленингр. гос. унив., сер. геол.-почв. наук, вып. 11.
- Мокринский В. В. 1933. Прикаспийские буровольные районы. Сб. «Краткий очерк месторождений угля и горючих сланцев СССР». Геол.-разв. изд.
- Мокринский В. В. 1934. Характеристика каменноугольных месторождений Туркменской ССР. Сб. «Пробл. Туркмении», Труды 1-й конфер. по изуч. произв. сил Туркменской ССР, т. I. Изд. Ак. наук СССР.
- Мокринский В. В. 1937. Угольные месторождения Северного Кавказа и Прикаспия. Энергет. ресурсы СССР, т. 1. Изд. Ак. наук СССР.

- Мокринский В. В. 1939. Стратиграфо-географическое размещение мезозойских угленосных формаций в Крымско-Кавказско-Ириказийской провинции. Труды XVII сессии Межд. геол. конгр. 1937 г., т. I.
- Молчанов Л. А. 1912. Поездка в дельту Аму-Дарьи летом 1911 г. Изв. РГО, т. XLVIII, вып. I—V.
- Молчанов Л. А. 1926. Озеро Молла-Кара. Физико-географическое описание. Бюлл. Ср.-Аз. курорт. упр., № 3—4, Ташкент.
- Молчанов Л. А. 1929а. Климат Туркмении. Сб. «Туркмения», т. II. Изд. Ак. наук СССР.
- Молчанов Л. А., 1929б. Озера Средней Азии (Ю. Казахстан, Киргизстан, Узбекистан, Туркменистан, Таджикистан, Каракалпакская Автономная область). Труды Ср.-Аз. гос. унив., серия XII, География, вып. 3. Ташкент.
- Молчанов Л. А. 1929в. Происхождение пресноводных озер Узбоя. Изв. Гос. гидролог. инст., № 25.
- Моргуненков Ф. П. 1915. Предположения об орошении юго-восточного побережья Каспийского моря зимними и избыточными паводковыми водами Аму-Дарьи. Зап. Русск. техн. общ., т. XLIX, № 6—7.
- Моргуненков Ф. П. и Севастьянов И. А. 1925. Новая Туркмения. Иригационные перспективы Туркменской ССР. Орошение Туркмении по проекту инж. Ф. П. Моргуненкова. Ташкент.
- Морозов А. И. 1940. О происхождении Кара-Бугазской впадины. Матер. ВСЕГЕИ, общ. сер., сб. 6.
- Морозова В. Г. 1949. Стратиграфическое распределение фораминифер в палеогене Туркмении. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXIV, вып. 3.
- Мужчинкин Ф. Ф. 1928. Некоторые данные по геологическим и гидрогеологическим исследованиям в районе Таш-Сака и Тюя-Муюн Хорезмской области летом 1925 г. Труды Ср.-Аз. гос. унив., сер. 7, Геология, вып. 6, Ташкент.
- Музафарова Р. Ю. 1951. *Alectryonia sotriadii* sp. nov. из верхнемеловых отложений среднего течения Аму-Дарьи. Докл. Ак. наук Узб. ССР, № 3.
- Муравьев Н. Н. 1822. Путешествие в Туркмению и Хиву в 1819 и 1820 годах гвардейского генерального штаба капитана Муравьева, посланного в сии страны для переговоров. М., изд. автора.
- Муравьев Н. Н. 1888. Записки Николая Николаевича Муравьева-Карского 1821 г. Русск. архив, № 1, 2, 3, М.
- Муратов М. В. 1946. Основные структурные элементы Альпийской геосинклинальной области юга СССР и некоторых сопредельных стран. Изв. Ак. наук СССР, сер. геол., № 1.
- Муратов М. В. 1955. Тектоническая структура Западной Туркмении и положение Большого Балхана. Сб. «В честь 90-летия акад. В. А. Обручева». Изд. Ак. наук СССР.
- Мурзаев П. М. 1932. Кристаллические формы целестина Каракумских и Карабугазских месторождений. Труды Совета по изуч. произв. сил, сер. туркм., вып. 4. Изд. Ак. наук СССР.
- Мурзаев Э. М. 1935. На автомобилях по Кара-Кумам. Сб. «Экспедиции Ак. наук СССР, 1934 год». Изд. Ак. наук СССР.
- Мурзаев Э. М. 1936. Новые данные по гипсометрии бессточных котловин Туранской низменности. Изв. Гос. геогр. общ., т. 68, вып. 5.
- Мурзаев Э. М. 1937. «Белые пятна» Централных Каракумов. Сб. «Экспедиции Ак. наук СССР, 1935 год». Изд. Ак. наук СССР.
- Мурзаев Э. М. 1938. К геоморфологии Северных Каракумов. Изв. Гос. геогр. общ., т. 70, вып. 6.
- Мурзаев Э. М. 1939. К географической терминологии туркмен. Изв. Гос. геогр. общ., т. 71, вып. 6.
- Мурзаев Э. М. 1940а. Заметка о южных границах Устюрта. Пробл. физ. географии, т. VIII.
- Мурзаев Э. М. 1940б. К геоморфологии юго-восточной окраины Сарыкамышской котловины. Труды Инст. географии Ак. наук СССР, вып. XXXV.
- Мурзаев Э. М. 1940в. Новые данные по географии северо-западной Туркмении. Сб. «Геол. и полезн. ископ. Ср. Азии», изд. Ак. наук СССР.
- Мурзаев Э. М. 1948. Непроторенными путями. Изд. I. Географиз. (II изд. 1950).
- Мушкетов Д. И. 1923—1924. Основные вопросы тектоники Туркестана. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. II(3).
- Мушкетов Д. И. 1928. Геологический очерк Туркестана. Изд. Ак. наук СССР, Л.
- Мушкетов Д. И. 1930. Основные идеи в тектонике Средней Азии. Труды III Всес. съезда геологов 20—26 сент. 1928 г., вып. 1. Ташкент.

- Мушкетов Д. И. 1934. Сейсмичность Туркменистана. Сб. «Пробл. Туркмении», Труды 1-й конфер. по изуч. произв. сил Туркм. ССР, т. I, Изд. Ак. наук СССР.
- Мушкетов И. В. 1887. Геологические исследования в Закаспийской области, производящиеся под руководством старшего геолога И. В. Мушкетова. 1) Программа для собрания сведений о характере и распространении летучих песков в Закаспийской области. 2) Программа горным инженерам Богдановичу и Обручеву для собрания геологических материалов в Закаспийской области. Изв. Геол. ком., т. VI, № 2—3.
- Мушкетов И. В. 1891. Краткий очерк геологического строения Закаспийской области. Зап. Росс. минер. общ., 2-я сер., ч. XXVIII.
- Мушкетов И. В. 1899. Физическая геология, т. I. Изд. 2. СПб.
- Мушкетов И. В. 1900. Геологическая карта Закаспийской области. Карта составл. на основании исслед. Н. И. Андрусова, А. М. Коншина, В. А. Обручева и К. И. Богдановича. СПб.
- Мушкетов И. В. 1886 (т. I), 1906 (т. II). Туркестан. Геологическое и орографическое описание по данным, собранным во время путешествий с 1874 г. по 1880 г. СПб. То же. 1915. 2-е изд., т. 1 (значит. дополн.). Петроград.
- Мушкетов И. В. и Орлов А. П. 1893. Каталог землетрясений Российской империи. Зап. РГО, т. XXVI.
- Назаревский Н. В. 1928. Гидрогеологические исследования по среднему течению р. Аму-Дарья от Пальварта до г. Чарджуя. Вестн. ирригации, № 11—12, Ташкент.
- Назаревский Н. В. 1929а. Грунтовая вода в Кара-Кумах. Туркменоведение, № 2—3, Ашхабад.
- Назаревский Н. В. 1929б. Западный Узбой в урочище Нурикочь. Туркменоведение, № 8—9.
- Назаревский Н. В. 1930. Копетдагская катастрофа. Туркменоведение, № 2—3, Ашхабад.
- Назаревский Н. В. 1932. Гермабское землетрясение 1 мая 1929 г. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. X(1).
- Наливкин Д. В. 1926. Очерк геологии Туркестана. Изд. акц. об-ва «Туркпечать», Ташкент—Москва.
- Наливкин Д. В. 1930. Тектонические циклы западной части Ангарской геосинклинали. Труды III Всес. съезда геологов 20—26 сент. 1928 г., вып. 1. Ташкент.
- Наливкин Д. В. 1936. Палеогеография Средней Азии. Сб. «Научн. итоги работ Тадж.-Памир. эксп.». Изд. Ак. наук СССР.
- Наливкин Д. В. Предгорный прогиб Копет-Дага. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, вып. 3.
- Наливкин Д. В. и Луппов Н. П. 1936. Палеозой Туаркырской антиклинали. Изв. Ак. наук СССР, сер. геол., № 4.
- Натансон С. Г. 1930а. Астрономические работы Каракумской экспедиции 1929 года. Сб. «Каракумы», Матер. Ком. эксп. исслед. Ак. наук СССР, сер. туркм., вып. 29.
- Натансон С. Г. 1930б. Пересечение центральных Каракумов весной 1929 г. Сб. «Каракумы», Матер. Ком. эксп. исслед. Ак. наук СССР, сер. туркм., вып. 20.
- Научная сессия, посвященная Главному Туркменскому каналу. 1952. Изв. Ак. наук СССР, сер. геогр., № 1.
- Нацкий А. Д. 1914. Краткий отчет об исследованиях в Кюрендаге в 1913 году. Изв. Геол. ком., т. XXXIII, № 5.
- Нацкий А. Д. 1915а. Геологический очерк Данатинской антиклинали. Изв. Геол. ком., т. XXXIV, № 7.
- Нацкий А. Д. 1915б. О геологических исследованиях в Закаспийской области весной 1914 г. Изв. Геол. ком., т. XXXIV, № 5.
- Нацкий А. Д. 1916а. Геологический очерк Малого Балхана по исследованиям в 1914 и 1916 гг. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 4.
- Нацкий А. Д. 1916б. Заметка о Каракумских впадинах. Геол. вестн., т. II, № 5—6.
- Нацкий А. Д. 1918. О геологических исследованиях в западном Копет-Даге. В отчете о сост. и деятельн. Геол. ком. в 1917 г. Изв. Геол. ком., т. XXXVII, № 1.
- Нацкий А. Д. 1926. Материалы к познанию Каракумского серного месторождения. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 35.
- Непринцев Н. И. 1874—1875. Топографическое описание путей, пройденных мангышлакским отрядом при движении к Хиве и обратно в 1873 г. С картой. Изв. Кавк. отд. РГО, т. III.
- Неуструев С. С. и Никитин В. В. 1926. Почвы хлопковых районов Туркестана. Библиотека хлопк. дела, кн. II.

- Низковский П. Л. 1915. К характеристике изверженных пород окрестностей Красноводска. Изв. Петрогр. политехн. инст., т. XXIX, вып. 1.
- Никитин В. В. 1926а. К характеристике низовьев р. Аму-Дарья как объекта мелiorации. Библиотека хлопк. дела, кн. 4. М.—Л.
- Никитин В. В. 1926б. К характеристике почвообразовательного процесса в каменной пустыне Усть-Урт. Изв. Биол. науч.-исслед. инст. при Пермск. унив., т. IV, прил. 3. Пермь.
- Никитин С. Н. 1889. Заметка о юре Гималаев и Средней Азии. Изв. Геол. ком., т. XIII.
- Никитюк Л. А. 1932. Геологические и гидрогеологические исследования в восточной части Краснодарского полуострова. Труды ВГРО, вып. 179.
- Николаев В. А. 1947. Геология Средней Азии за 30 лет. Сб. «Советская геол. за 30 лет». Госгеолиздат.
- Николаев В. И. 1946. Ориентировочный прогноз состояния Кара-Богаз-Гола в условиях постепенного отделения его от Каспийского моря. Сб. «Сульфат натрия в СССР».
- Николаев Н. И. 1952а. Пески, их движение и значение проблемы песков и их освоения для Сталинских строек в районе Западной Туркмении. (К итогам совещаний в географической секции МОИП). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVII, вып. 2.
- Николаев Н. И. 1952б. Совещание по проблеме песков и их освоения в Западной Туркмении. Изв. Ак. наук СССР, сер. геогр., № 3.
- Никшич И. И. 1924. Копет-Даг. Геологические и гидрогеологические исследования в Полторацком уезде Туркменской области в 1923 г. Изд. Упр. вод. хоз. Турк. респ., Ташкент.
- Никшич И. И. 1925. Копет-дагская линия термальных источников. Вестн. ирригации, № 7.
- Никшич И. И. 1926а. Бариты бассейна р. Сумбара в Туркменской республике. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 113.
- Никшич И. И. 1926б. От Багира до ст. Артык. Гидрогеологические исследования в Полторацком уезде Туркменской республики в 1924 г. Матер. по гидрогеол. Ср. Азии, вып. 4, Ташкент.
- Никшич И. И. 1926в. От Кызыл-Арвата до ст. Арчман. Гидрогеологические исследования в Полторацком уезде Туркменской республики в 1924 г. Матер. по гидрогеол. Ср. Азии, вып. 3, Ташкент.
- Никшич И. И. 1926г. Ягманское каменноугольное месторождение. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 114.
- Никшич И. И. 1928. От ст. Чарджуй до г. Красноводска. III Всесоюзн. геол. съезд. Путевод. экск., вып. 1. Ташкент.
- Никшич И. И. 1931. От ст. Казанджик до кол. Куйляр. Труды ГГРУ, вып. 25.
- Никшич И. И. 1932. Бассейн рек Сумбара и Чандыра. Труды ВГРО, вып. 174.
- Никшич И. И., Данов А. В., Васильевский П. М. 1929. Геологический очерк Туркмении. Сб. «Туркмения», т. II, изд. Ак. наук СССР.
- Никшич И. И. и Огнев В. Н. 1928. Джебельские источники. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 78.
- Обручев В. А. 1887а. Пески и степи Закаспийской области. Изв. РГО, т. XXIII, вып. 2.
- Обручев В. А. 1887б. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Закаспийской области в 1886 г. Изв. Геол. ком., т. VI, № 5.
- Обручев В. А. 1888. Об исследованиях Келифского Узбоя. Изв. РГО, т. XXIV (журн. засед.).
- Обручев В. А. 1889. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Бухаре и Зеравшанском округе осенью 1887 г. Матер. для геол. России, т. XIII.
- Обручев В. А. 1890а. Геологический очерк песчаных образований Закаспийской низменности. Горн. журн., т. I, № 1.
- Обручев В. А. 1890б. Закаспийская низменность. Геологический и орографический очерк по данным, собранным во время экскурсий 1886—1887—1888 гг. Зап. РГО по общ. географии, т. XX, № 3.
- Обручев В. А. 1913. Кучевые пески, как особый тип песчаных скоплений. Сб. в честь 70-летия проф. Д. Н. Анучина. Изд. Общ. люб. естеств., антроп. и этногр. при Моск. унив.
- Обручев В. А. 1948. По горам и пустыням Средней Азии. Изд. Ак. наук СССР.
- Обручев В. А. 1952а. Новые сведения о распространении лессов в Кара-Кумах. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. LXXXVI, № 4.
- Обручев В. А. 1952б. Песчаная пустыня Кара-Кум 60 лет назад и ее современное социалистическое преобразование. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVII, вып. 5.

- Оводов А. М. 1875. О правописании названия «Усть-Урт». Изв. РГО, т. XI.
- Овчинников А. И. 1930. Основные черты геологического строения Демавендского района (сев. Персия). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. VIII (3—4).
- Огнев В. Ч. 1932. Геологический очерк Бадхыза. Труды ВГРО, вып. 266.
- Огнев В. Н. 1933. От Ала-дага до Сундзо. Труды ВГРО, вып. 247.
- Огнев В. Н. 1937. О покровных структурах в Конет-Даге. Пробл. сов. геол., № 9.
- Огнев В. Н. 1938. Параллелизация неогеновых отложений Туркменской ССР. Сов. геол., т. VIII, № 6.
- Огнев В. Н. 1939. Тектоника Туркменской ССР. Труды XVII сессии Межд. геол. конгр. 1937 г., т. II. М.
- Орлов Б. П. 1928. К изучению экологических условий в юго-восточной части Закаспийских Каракум. Труды по прикл. ботанике, генетике и селекции, т. XIX, вып. 4.
- Орлов Н. А. и Мирошниченко В. П. 1935. Новые данные по нефтеносности восточной Туркмении. Пробл. сов. геол., т. V, № 2.
- Орьев Г. К. 1935. Новые данные по геологии и нефтеносности Центральных Каракумов. Нефт. хоз., т. XXVIII, № 4.
- Останин Е. С. 1939. К четвертичной истории восточных Каракумов. Труды Сов. секции Межд. ассоц. по изуч. четверт. периода, вып. IV.
- Павлов А. П. 1904. О туркестанском и европейском лёссе. Bull. de la Soc. des Natur. de Moscou, n. ser., t. XVII (1903). Проток. засед. М.
- Павлова М. В. 1926. *Cervus tchelekensis* n. sp. и *Alces maeoticus* n. sp. Ежег. Русск. палеонт. общ., т. IV. Л.
- Палецкая Л. Н. 1950. О такырах и их эволюции. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, № 4.
- Палецкий В. А. 1901. Укрепление песков Ср.-Аз. жел. дор. Лесн. журн., год XXXI, № 1, СПб.
- Палецкий В. А. 1934. Защита нефтяных промыслов Нефтедага от песчаных заносов. Сб. «Пробл. Туркмении», Труды 1-й конфер. по изуч. произв. сил Туркм. ССР, т. I. Изд. Ак. наук СССР.
- Паффенгольц К. Н. и Калицкий К. Н. 1939. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000. Объяснительная записка к листу J—39 (Ленкорань). Картфабр. Госгеолиздата.
- Пейве А. В. 1933. Тектоника Окуз-Булакского месторождения сильвинита. Каллий, № 4.
- Пейве А. В. 1934а. Гаурдакские месторождения калия. Сб. «Гаурдакский химич. комбинат», т. II, ч. 2.
- Пейве А. В. 1934б. Калийные месторождения Туркмении и перспективы их использования. Сб. «Пробл. Туркмении», Труды 1-й конфер. по изуч. произв. сил Туркм. ССР, т. I. Изд. Ак. Наук СССР.
- Петров. 1886. Путевые заметки классного топографа 1884 г. Сб. географ., топогр. и статист. матер. по Азии, вып. XXI.
- Петров М. П. 1934. К вопросу о происхождении растительности песчаной пустыни Каракумы. Сб. «Хозяйств. освоение пустынь Ср. Азии и Казахстана». Ташкент.
- Петров М. П. 1939. Подвижные пески пустынь, их передвижение и формы накопления. Изв. Гос. геогр. общ., т. 71, вып. 8.
- Петров М. П. 1940. Рельеф подвижных песков пустынь и полупустынь и закономерности его формирования. Труды Инст. географии Ак. наук СССР, вып. XXXVI.
- Петров М. П. 1946. Роль растительности в эволюции рельефа песчаных пустынь. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, № 3—4.
- Петров М. П. 1950. Подвижные пески пустынь Союза ССР и борьба с ними. Географгиз.
- Петров М. П. 1951. Преобразование природы пустынь Туркменистана. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, вып. 3.
- Петров М. П. и Кунин В. Н. 1951. Некоторые очередные задачи в проектировании Главного Туркменского канала. Изв. Ак. наук Туркм. ССР, № 3.
- Петров Н. П. 1947. Новые данные о калийных солях месторождений юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Изв. Ак. наук Узб. ССР, № 2, Ташкент.
- Петров Н. П. 1949. Строение гаурдакской свиты в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Докл. Ак. наук Узб. ССР, № 3, Ташкент.
- Петров Н. П. 1952. Соляная толща и ее тектоника в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Докл. Ак. наук Узб. ССР, № 12, Ташкент.
- Петрусевиц Н. Г. 1878. Предварительный отчет об исследованиях Дарья-лыка (Узбоя) и местности между Аму-Дарьей и Сары-Камышем. Изв. Кавк. отд. РГО, т. V, № 4.

- Петрусеви́ч Н. Г. 1879а. О гидротехнических условиях р. Аму-Дарья и о возможности поворота ее течения в Каспийское море. Зап. Русск. техн. общ., год XIII, вып. 3, СПб.
- Петрусеви́ч Н. Г. 1879б. Об исследованиях сухого русла Аму. Изв. РГО, т. XV.
- Петрусеви́ч Н. Г. 1880а. Северо-восточные провинции Хорасана. Зап. Кавк. отд. РГО, кн. XI, вып. 1.
- Петрусеви́ч Н. Г. 1880б. Юго-восточное побережье Каспийского моря и дороги от него в Мерв. Зап. Кавк. отд. РГО, кн. XI, вып. 1.
- Петруше́вский Б. А. 1937а. Загадочные впадины. Сб. «Экспедиции Ак. наук СССР, 1935 год». Изд. Ак. Наук СССР.
- Петруше́вский Б. А. 1937б. Заметка о геологическом строении равнины Эшек-Анкрен-кыр (Каракумы). Бюлл. МОИП, т. XV (2).
- Петруше́вский Б. А. 1937в. О возрасте континентальной третичной толщи Каракумов. Изв. Ак. наук СССР, сер. геол., № 3.
- Петруше́вский Б. А. 1937г. О происхождении грядовых песков в Каракумах. Изв. Всес. геогр. общ., т. 69, № 6.
- Петруше́вский Б. А. 1941. Происхождение эоловых песков и некоторые вопросы геоморфологии Туранской низменности. Изв. Всес. геогр. общ., т. 73, № 3.
- Петруше́вский Б. А. 1943. Глубокое бурение в Каракумской пустыне. Наука и жизнь, № 6.
- Петруше́вский Б. А., Резанов И. А. и Растворова В. А. 1954. К сейсмологической характеристике Западной Туркмении. Изв. Ак. наук СССР, сер. геофиз., № 2.
- Петруше́вский Б. А. и Родин Л. Е. 1939. Географический очерк равнины Эшек-Анкрен-кыр в Центральных Каракумах. Изв. Гос. геогр. общ., т. 71, № 3.
- Петруше́вский Б. А., Херасков Н. П. и Шугин А. А. 1937. Геологические исследования Научного института по удобрениям и инсектофунгидам (НИУИФ) в Средней Азии. Труды Научн. инст. по удобр. и инсектофунг. им. Самойлова, вып. 142.
- Плахута Н. И. 1934. Результаты поисковых работ на уголь в горах Байсунтау и Кугитанг-тау. За недра Средней Азии, № 5—6, Ташкент.
- Подкопаев П. И. 1930а. Карабугаз с 1909 по 1928 г. Изв. Инст. физ.-химич. анализа, т. IV, вып. 2, изд. Ак. наук СССР.
- Подкопаев П. И. 1930б. Труды Карабугазских экспедиций. Научная экспедиция 1921—1926 гг. Карабугаз и его промышленное значение, 3-е доп. изд. КЕПС Ак. наук СССР, Матер. № 73.
- Полетаев С. 1933. Геофизические работы в Туркменистане и Средней Азии. Труды 2-й конфер. геологов-нефтяников Закавказья и Туркменистана, ноябрь—декабрь 1932 г. Азнефтеиздат, Баку—М.
- Померанцев П. П. 1951. О единстве транскрибирования геологических названий Туркменистана. Изв. Ак. наук Туркм. ССР, № 3, Ашхабад.
- Попов Г. В. 1938. Введение в теорию сейсмостойкого строительства. Баку—Ташкент.
- Попов Г. И. 1951. О фауне апшеронского яруса Челекена. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, вып. 1.
- Попов Г. И. 1952а. О фауне апшеронского яруса Западного Туркменистана. Труды 1-й сессии Ак. наук Туркм. ССР.
- Попов Г. И. 1952б. Новые виды рода *Hircania* из апшеронских отложений Западного Туркменистана. Изв. Ак. наук Туркм. ССР, № 6.
- Порфирьев В. Б. 1930. Миутское месторождение озокерита (о. Челекен). Изв. ГГРУ, т. XLIX, № 8.
- Порфирьев В. Б. 1931а. Геологический очерк Алигульского планшета о. Челекена. Изв. ГГРУ, т. L, вып. 59.
- Порфирьев В. Б. 1931б. Структурная карта нефтяного месторождения на западном берегу о. Челекена. Труды ГГРУ, вып. 85.
- Порфирьев В. Б. 1932. Нефтяное месторождение Боя-Даг—Сыртланли и проблемы его разведки. Труды НГРИ, сер. Б, вып. 11.
- Порфирьев В. Б. 1933. Иодо-бромные месторождения Туркмении и их хозяйственное значение. Изд. «Сов. Азия», М.
- Порфирьев В. Б. 1934а. Иодо-бромные месторождения Туркмении. Сб. «Пробл. Туркмении», Труды 1-й конфер. по изуч. произв. сил Туркм. ССР, т. I. Изд. Ак. наук СССР.
- Порфирьев В. Б. 1934б. Нефтяные месторождения Туркменской ССР. Сб.

«Пробл. Туркмении», Труды 1-й конфер. по изуч. произв. сил Туркм. ССР, т. I. Изд. Ак. наук СССР.

Порфирьев В. Б. 1934в. Озокеритовые и газовые месторождения Туркменской ССР. Сб. «Пробл. Туркмении», Труды 1-й конфер. по изуч. произв. сил Туркм. ССР, т. I. Изд. Ак. наук СССР.

Порфирьев В. Б. 1938а. Глубинная тектоника Прикаспийской низменности. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. XIX, № 9.

Порфирьев В. Б. 1938б. Нефть в Таджикистане (условия нефтеобразования). Изд. Ак. наук СССР.

Порфирьев В. Б. 1940. Условия образования нефти и нефтяных месторождений Среднеазиатских провинций СССР. Труды XVII сессии Межд. геол. конгр. 1937 г., т. IV.

Порфирьев В. Б. 1941. Условия образования нефти и нефтяных месторождений в республиках Средней Азии. Изд. Узб. филиала Ак. наук СССР, Ташкент.

Пославская О. Ю. 1949. Основные черты рельефа Усть-Урта и его развитие. Сб. «Усть-Урт Кара-Калпакский, его природа и хозяйство». Итоги Усть-Уртской комплексной экспедиции (1941—1945). Изд. Ак. наук Узб. ССР, Ташкент.

Православлев П. А. 1930. Современные движения земной коры в Понтокаспийской области. Труды 3-го Всес. съезда геологов 20—26 сент. 1928 г., вып. 1, Ташкент.

Православлев П. А. 1939. О буровых скважинах на дне Кара-богаз-гола Каспийского моря (Астраханитовая стадия Кара-богаз-гола). Учен. зап. Ленингр. гос. унив., № 49.

Прасолов Л. И. 1926. Почвы Туркестана. Изд. КЕПС Ак. наук СССР.

Преображенская В. Н. 1951. Материалы к фауне древнего русла Аму-Дары. Труды Воронеж. гос. унив., т. XXII. Воронеж.

Принада В. Д. 1933. Юрские растения Ткварчельского угленосного бассейна в Закавказье. Труды ВГРО, вып. 261.

Прозоровский А. В. 1939. Полупустыни и пустыни СССР. Сб. «Растительность СССР», т. II. Изд. Ак. наук СССР, М.—Л.

Прохорова Г. А. 1950. Влияние водной и эоловой транспортировки на минералогический состав и форму зерен Каракумских песков. Труды Инст. геогр. Ак. наук СССР, т. XLVII.

Пуаре И. В. 1926. Микроскопическое исследование образцов жил барита из бассейна р. Сумбара. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 113.

Пушин Н. 1908. Каспийское море. Гидрографическое описание и руководство для плавания. Изд. 1877 г., дополненное в 1908 г. СПб.

Пчелинцев В. Ф. 1926. Юра и нижний мел Больших Балхан. Труды Ленингр. общ. естествоисп., т. LVI, вып. 1.

Пчелинцев В. Ф. 1927а. Некоторые данные о юрской фауне Больших Балхан. Изв. Геол. ком., т. LXVI, № 9.

Пчелинцев В. Ф. 1927б. Среднеюрская фауна Ягмана. Труды Ленингр. общ. естествоисп., т. LVII, вып. 4.

Пчелинцев В. Ф. 1953. Фауна брюхоногих верхнемеловых отложений Закавказья и Средней Азии. Изд. Ак. наук СССР.

Пчелинцев В. Ф. и Крымгольц Г. Я. 1934. Материалы по стратиграфии юры и нижнего мела Туркмении. Труды ВГРО, вып. 210.

Пэк А. В. и Чураков А. Н. 1936. Султануиздаг. Труды Тадж.-Памир, эксп., вып. 73.

Радде И. Г. 1883. Путевые заметки о Каракумских песках. Изв. РГО, т. XIX.

Резанов И. А. 1953. О структурном положении Малого Балхана и его связи с Копет-Дагом. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. XCII, № 1.

Ренгартен В. П. 1925. О геологическом возрасте известняковых свит Копет-Дага и Б. Балхана. Вестн. ирригации, № 8.

Ренгартен В. П. 1931. Горная Ингушетия. Геол. исследования в долинах рек Ассы и Камбилеевки на Северном Кавказе. Труды ГГРУ, вып. 63.

Ренгартен В. П. 1937. Общий очерк тектоники Кавказа. Труды XVII сессии Межд. геол. конгр. 1937 г., т. II.

Ренгартен В. П. 1941а. Верхнемеловые отложения Восточного Закавказья. Геология СССР, т. X, Закавказье, ч. 1.

Ренгартен В. П. 1941б. Общий обзор тектоники Закавказья. Геология СССР, т. X, Закавказье, ч. 1.

Репман Е. А. 1934. Разведка Ягманского месторождения. За недра Ср. Азии, № 5—6, Ташкент.

Репман Е. А. 1937. Изверженные породы Ягманского района. Матер. по геол. Ср. Азии, вып. 5, Ташкент.

Репман Е. А. 1941. Некоторые данные о юрской фауне Южного Узбекистана

- (Яккабагский и Ширабадский районы). Геология Ср. Азии, вып. 1. Изд. Геол. упр. Узб. ССР, Ташкент.
- Родин Л. Е. 1948. Материалы к изучению растительности Северных и Заунгузских Кара-кумов. Труды Ботан. инст. им. Комарова Ак. наук СССР, сер. III (геоботаника), вып. 5.
- Романовский Г. 1878—1890. Материалы для геологии Туркестанского края. Т. I—III. СПб.
- Ронкин В. Л. 1930. Труды Карабугазских-экспедиций. Экспедиция на Карабугаз в 1927 г. Сб. «Карабугаз и его промышленное значение». 3-е доп. изд. КЕПС Ак. наук СССР, — Матер. № 73.
- Рудский М. П. 1894. Заметка по поводу вопроса о древних руслах Аму-дарьи. Изв. РГО, т. XXX.
- Руженцев В. Е. 1928. Подразделение апшеронского яруса в связи с изучением апшеронских отложений хребта Малого Харамы. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. VI (3—4).
- Руженцев В. Е. 1931. Тектонический очерк соленосного бассейна смежных частей Узбекистана и Туркменистана. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. IX (3—4).
- Руженцев В. Е. 1932а. Предварительный отчет о геолого-разведочных работах на калий в Узбекистане и Туркменистане в 1930 г. Труды Научн. инст. по удобр. им. Самойлова, вып. 100.
- Руженцев В. Е. 1932б. Калийное месторождение Средней Азии. Минер. сырье, № 7—8.
- Русанова О. Д. 1936. К петрографической характеристике углей Туаркырского месторождения в Туркмении. За недра Ср. Азии, № 2, Ташкент.
- Рябинин А. Н. 1908. Дельфин из плиоценовых отложений острова Челекена. Изв. Геол. ком., т. XXVII.
- Саваренский Е. Ф., Линден Н. А. и Масарский С. И. 1953. Землетрясения Туркмении и Ашхабадское землетрясение 1948 г. Изв. Ак. наук СССР, сер. геофиз., № 1.
- Самойлов Я. В. 1913. Пойкилитические гипсы Ислам-кую (Закаспийская область). Изв. Ак. наук, VI сер., т. VII, № 13.
- Саркисов М. П. 1923. Материалы к познанию фауны морских ежей из меловых отложений хребта Копет-даг Закаспийской области. Изв. Томск. технол. инст., т. XLIV.
- Свинцов А. И. 1885. Река Аму-дарья и древнее соединение ее с Каспийским морем (Узбой). Изв. Собр. инж. путей сообщ., № 7—8 и 9—10 (1884).
- Свиягин Г. Н. 1890. Подвижные пески на Закаспийской железной дороге. Журн. Мин. путей сообщ., № 2—3.
- Северцов Н. А. 1875. О результатах физико-географических наблюдений в Арало-Каспийских степях в 1874 г. Изв. РГО, т. XI, вып. 3.
- Сельский В. А. 1940. Изучение строения земной коры на основании данных геофизики. Ч. 1. М.—Л.
- Семенов В. П. 1896. Фауна юрских образований Мангышлака и Туаркыра. Труды СПб общ. естествоисп., т. XXIV, вып. 2, отд. геол. и минер.
- Семенов В. П. 1899. Фауна меловых образований Мангышлака и некоторых других пунктов Закаспийского края. Труды СПб общ. естествоисп., т. XXVIII, вып. 5, отд. геол. и минер.
- Семихатов Б. Н. 1915. Краткий геологический очерк северной части дельты р. Аму-дарьи. Изд. Отд. зем. улучш. Гл. упр. землед. и землеустр.
- Сергеев В. А. 1940. Фильтрация через косы залива Кара-богаз по работам 1938 г. Труды по компл. изуч. Каспийского моря, вып. IX.
- Сергеев В. А. 1948. К геологии Карабогазской котловины. Вестн. Ленингр. гос. унив., № 6.
- Сергеев В. А. 1951. О стратиграфии и тектонике западного побережья Карабогазского залива. Труды Ленингр. общ. естествоисп., т. LXVIII, вып. 2.
- Серная проблема в Туркменистане. Сб. I. 1926. Матер. Особ. ком. по исслед. союзн. и автон. респ., сер. туркм., вып. 1, изд. Ак. наук СССР.
- Серная проблема в Туркменистане. Сб. II. 1928. Матер. Особ. ком. по исслед. союзн. и автон. респ., сер. туркм., вып. 17, изд. Ак. наук СССР.
- Сиверс Г. И. 1873. Заметка о природе Закаспийских степей. Изв. Кавк. отд. РГО, т. II, № 1.
- Сиверс Г. И. 1877—1878. Отчеты д-ра Э. Титце об его геологических изысканиях в Персии и Красноводске. Изв. Кавк. отд. РГО, т. V.
- Сидоренко А. В. 1945а. Бариты Западного Копет-дага. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, № 5—6.

- Сидоренко А. В. 1945б. К минералогии и геохимии жильных месторождений Западного Копет-дага. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, № 2.
- Сидоренко А. В. 1945в. Сфалерит из жильных месторождений Западного Копет-дага. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, № 3—4.
- Сидоренко А. В. 1946а. Вторичные минералы жильных месторождений Западного Копет-дага. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, № 1.
- Сидоренко А. В. 1946б. Галенит из жильных месторождений Западного Копет-дага. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, № 3—4.
- Сидоренко А. В. 1946в. К минералогии киноварного месторождения Куршурли. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, № 3—4.
- Сидоренко А. В. 1946 г. Натроярозит из рудника Арпаклен (Туркм. ССР). Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, № 2.
- Сидоренко А. В. 1947. Генезис витеритов Западного Копет-дага. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. LV, № 2.
- Сидоренко А. В. 1948а. Состав галек в песчаных толщах юго-восточных Каракумов. Докл. Ак. наук СССР, т. LXII, № 4.
- Сидоренко А. В. 1948б. Температура образования баритовых жил Западного Копет-Дага. Природа, № 1.
- Сидоренко А. В. 1950а. Денудационные и аккумулятивные пустыни Средней Азии. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. LXXX, № 5.
- Сидоренко А. В. 1950б. Исследования А. Е. Ферсмана в Туркмении и их значение. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, № 1.
- Сидоренко А. В. 1950в. Золотая косяя слоистость и ее палеогеографическое значение. Изв. Туркм. фил. Ак. наук СССР, № 4.
- Сидоренко А. В. 1952а. О происхождении бессточных впадин (на примере Бадхыза). Изв. Всес. геогр. общ., т. 84, вып. 3.
- Сидоренко А. В. 1952б. О псевдогидротермальных процессах в местностях с пустынным климатом. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. LXXXIV, № 6.
- Сидоренко А. В. 1953. К вопросу об окремнении в пустынях Кара-Кум и Кызыл-Кум. Изв. Ак. наук СССР, сер. геол., № 3.
- Сикстель Т. А. 1953. Материалы к стратиграфии юрских угленосных отложений Ягмана в Туркменской ССР. Труды Инст. геологии Ак. наук Узб. ССР, вып. VII, палеонтология и стратиграфия, сб. 2, Ташкент.
- Симаков С. Н. 1952. Меловые отложения Бухаро-Таджикской области. Труды ВНИГРИ, спец. серия, вып. 2.
- Скворцов Ю. А. 1927. Почвенный очерк Ходжа-Калинского гидромодульного участка. Вести. ирригации, № 8, Ташкент.
- Скворцов Ю. А. 1928. Почвенно-географический очерк долины р. Аму-дарья в пределах Чарджуйского водного округа. Изв. Инст. почвовед. и геоботан. при Ср.-Аз. гос. унив., вып. 4.
- Скворцов Ю. А. 1929. Центральные Кара-Кумы. Физико-географический и почвенный очерк. Труды Ср.-Аз. гос. унив., сер. XII-а, География, вып. 4—8. Ташкент.
- Скворцов Ю. А. 1930. Почвенно-географический очерк нижнего течения р. Атрек. Труды Ср.-Аз. гос. унив., сер. VII, Почвоведение, вып. 1—2. Ташкент.
- Скворцов Ю. А. 1934. К вопросу четвертичной тектоники и генезису четвертичных отложений Средней Азии. Водные богатства недр земли на службе соц. строит., сб. IV.
- Скобелев М. Д. 1872. Описание маршрута штабротмистра Скобелева по направлению от Красноводска к Хиве (до кол. Узун-Кую) в мае 1871 г. Изв. РГО, т. VIII.
- Скобелев М. Д. 1873. От Змукшара до Орта-кую. С примеч. И. И. Стебницкого. Изв. Кавк. отд. РГО, т. III, № 3.
- Смолко А. И. 1934а. Геологические наблюдения в Западном Приаралье и в восточной части Усть-Урта. Сб. «Каракалпакия», Труды 1-й конф. по изуч. произв. сил Каракалп. АССР, т. I. Изд. Ак. наук СССР.
- Смолко А. И. 1934б. Годовой отчет по работам 1932 г. Отчет о сост. и деятельности. НГРИ за 1932 г.
- Смолко А. И. 1934в. Проблема нефтеносности Устюртско-Каракумской области. Нефт. хоз., № 6.
- Смолко А. И. 1936а. Тектоника и нефтеносность юго-западного Приаралья. Сб. «Естеств.-истор. условия Кара-Калп. АССР», Труды Компл. научн. исслед. инст. Кара-Калп. АССР, № 7, Турклуб.
- Смолко А. И. 1936б. Возраст сбросов на о. Челекене. Нефт. хоз., № 1.
- Смолко А. И. 1948. О континентальных отложениях неогена Каракумов и Кызылкумов. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. LIX, № 9.
- Смолко Г. И. 1932а. Боя-даг, Монжуклы и Нефтедаг. (Иодистые источники Западной Туркмении). Труды ВГРО, вып. 175.

Смолко Г. И. 1932б. Воды северного склона Казанджикского Кюрен-дага. Труды ВГРО, вып. 172.

Совинский В. К. 1902. Введение в изучение фауны Понто-Каспийско-Аральского морского бассейна, рассматриваемой с точки зрения самостоятельной зоогеографической провинции. Зап. Киев. общ. естествоисп., т. XVIII.

Соколов. 1883. Записка о дороге из Ашхабада в Мерв. Сб. геогр., топогр. и статист. матер. по Азии, вып. VI, СПб.

Соколов В. П. 1930. Из результатов обследования месторождений полезных ископаемых Кара-Калинского района. Бюлл. Ср.-Аз. район. геол.-разв. упр., № 3, Ташкент.

Соколов В. П. 1934. Полезные ископаемые Кара-Калинского района. Сб. «Пробл. Туркмении», Труды 1-й конфер. по изуч. произв. сил Туркм. ССР, т. I. Изд. Ак. наук СССР.

Соловьев В. Ф. 1952а. Грязевой вулкан «банка Ливанова» в Каспийском море. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. LXXXVI, № 2.

Соловьев В. Ф. 1952б. К вопросу о строении Апшеронского порога. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. LXXXV, № 5.

Соловьев В. Ф. 1954. Тектоническая схема подводного склона восточного побережья Южного Каспия. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. XCVI, № 3.

Соловьев В. Ф. и Кулакова Л. С. 1954. Подводный вулкан «банка Грязный вулкан» в Каспийском море. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. XCV, № 6.

Солун В. И. 1939. Юго-восточный Уст-Урт. Изв. ВГО, т. LXXI, вып. 7.

Солун В. И. 1940. Некоторые данные о тектонике Усть-Урта. Сов. геол., № 5—6.

Соседко А. Ф. 1930. Экскурсия по Заунгузскому плато. Сб. «Каракумы», Матер. Ком. эксп. исслед. Ак. наук СССР, сер. туркм., вып. 29.

Соседко А. Ф. 1932. Новые данные о месторождениях целестина в Туркмении. Труды Совета по изуч. произв. сил (СОПС), сер. туркм., вып. 4. Изд. Ак. наук СССР.

Спесивцева В. П. 1933. Историко-статистические материалы по сейсмичности Средней Азии. Труды Сейсмол. инст. Ак. наук СССР, № 34.

Стадников Г. Л. 1937. Происхождение углей и нефти. 3-е изд., перераб. и дополн. Изд. Ак. наук СССР.

Старобинец Е. Я. 1940. О геологическом строении и нефтеносности хребта Большой Балхан. Сб. «Геол. и полезн. ископ. Ср. Азии». Изд. Ак. наук СССР.

Старобинец Е. Я. и Эвентов Я. С. 1948а. О возрасте палеогена в среднем течении р. Аму-Дарья. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. LXIII, № 3.

Старобинец Е. Я. и Эвентов Я. С. 1948б. Чарджоу-Питнякский район. Новости нефт. техники. Геология, № 6, М.

Стебницкий И. И. 1873а. Заметки о Туркмении, составленные по сведениям, собранным до 1871 г. Зап. Кавк. отд. РГО, кн. VIII, Тифлис.

Стебницкий И. И. 1873б. Отчет о путешествии в Закаспийском крае в 1872 г. Изв. Кавк. отд. РГО, т. II, № 1, Тифлис.

Стебницкий И. И. 1876. Обзор сведений о прежнем течении Аму-дарья в Каспийское море. Изв. Кавк. отд. РГО, т. IV, № 2, Тифлис.

Стебницкий И. И. 1882—1883. Чарджуйское сухое русло Аму-Дарья (Чарджуй-Дарья). Изв. Кавк. отд. РГО, т. VII, Тифлис.

Суслов С. П. 1947. Физическая география СССР. Западная Сибирь. Восточная Сибирь. Дальний Восток. Средняя Азия. Учпедгиз, Л.—М.

Тагеева Н. В. 1934а. Геохимические исследования на о. Челекене. Труды Ломоносов. инст. Ак. наук СССР, вып. 4.

Тагеева Н. В. 1934б. О происхождении нефтяных вод. Труды Ломоносов. инст. Ак. наук СССР, вып. 4.

Тагеева Н. В. и Тихомирова М. М. 1952. О геохимии природных вод района Узбоя. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. LXXXIV, № 6.

Танфильев Г. И. 1923. География России, Украины и примыкающих к ним с запада территорий в пределах России 1914 года. Часть II, вып. 2. Рельеф Азиатской России. Госиздат Украины, Одесса.

Тейле Э. Э. 1915. Пески Закаспийской области. Адрес-справочник по Закаспийской области. Изд. Закасп. обл. статист. ком., Ашхабад.

Телетов А. С. 1928. Полезные ископаемые Туркменской ССР. Инст. туркм. культуры. Матер. по изуч. естеств. произв. сил, вып. 1. Ашхабад.

Телетов А. С. 1929. Полезные ископаемые Туркмении. Туркмения, т. II. Изд. Ак. наук СССР.

Технические условия проектирования зданий и сооружений для сейсмических районов (ТУ 58—49). 1949. Стройиздат, М.—Л.

Толстов С. П. 1948. Хорезмская археолого-этнографическая экспедиция Академии наук СССР 1947 года. (Предварительное сообщение). Изв. Ак. наук СССР, сер. истор. и филос., т. 5, № 2.

Толстов С. П., Кесъ А. С. и Жданко Т. А. 1954. История Сарыкамышского бассейна в средние века. Изв. Ак. наук СССР, сер. геогр., № 1.

Трифонов Н. К. 1940. Стратиграфия верхнемеловых отложений Туаркырского района. Труды НГРИ, нов. сер., вып. 10.

Туаев Н. П. 1934. Геологические исследования в Ширабадском районе. (Предварительный отчет). Труды НГРИ, сер. Б, вып. 46.

Туаев Н. П. 1936. Проблема соляной тектоники и нефтеносности соляных структур южной нефтеносной области Средней Азии. Матер. по геол. Ср. Азии, вып. 6, Ташкент.

Туаев Н. П. 1937. Геологическое строение юго-восточных склонов хребтов Байсун-тау и Сурхан-тау. Труды НГРИ, сер. А, вып. 94.

Туголесов Д. А. 1948. О причинах трансгрессий и регрессий Каспийского моря. Изв. Ак. наук СССР, сер. геол., № 6.

Турутанова-Кетова А. И. 1939. Материалы к вопросу стратиграфии и возраста угольного месторождения Мангыстау. Уч. зап. Ленингр. гос. унив., № 34, сер. геол.-почв. наук, вып. 7.

Турутанова-Кетова А. И. 1944. То же, часть 2. Уч. зап. Ленингр. гос. унив., № 70, сер. геол.-почв. наук, вып. II.

Уклонский А. С. 1932а. По вопросу о поисках серных месторождений в Средней Азии. Освед. бюлл. науч.-исслед. работы Средазгеоразведки, т. 2, № 1. Ташкент.

Уклонский А. С. 1932б. К вопросу о калии в Средней Азии. Осведом. бюлл. науч.-исслед. работы Средазгеоразведки, № 2. Ташкент.

Уклонский А. С. 1933а. К проблеме Гаурдака. Сб. «Гаурдакский химич. комбинат», т. I. М.

Уклонский А. С. 1933б. Краткий очерк Гаурдакского района. Сб. «Гаурдакский химич. комбинат», т. I. М.

Уклонский А. С. 1934. Проблема Гаурдакского комбината. Сб. «Пробл. Туркмении», Труды 1-й конфер. по изуч. произв. сил Туркм. ССР, т. I. Изд. Ак. наук СССР.

Уклонский А. С. 1935. Серные ресурсы Средней Азии и проблема их использования. Сб. «Минеральные богатства Ср. Азии». Тадж.-Памир. эксп. при СНК СССР. Л.

Уклонский А. С. 1940. Парагенезис серы и нефти. Изд. Узб. фил. Ак. наук СССР, Ташкент.

Успанов У. У. 1940. Генезис и мелиорация такыров. Труды Почв. инст. им. Докучаева Ак. наук АССР, т. XIX, вып. 1.

Федоров. 1894. Статистический очерк Гузарского бекства и Куйтанагского и Каллюжского амлякдарств Келифского бекства. Сб. географ., топограф. и статист. матер. по Азии, вып. VII, СПб.

Федоров П. В. 1943. Каспийские террасы южного побережья Мангышлака. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. XLI, № 9.

Федоров П. В. 1945. О находке скелета млекопитающего в низовьях Узбоя. Труды Туркм. геол. упр., вып. 1.

Федоров П. В. 1946а. Геоморфологические исследования в районе бывш. залива Михайловского. Пробл. физ. географии, т. XII, изд. Ак. наук СССР.

Федоров П. В. 1946б. К стратиграфии каспийских отложений Прибалханского района Туркменской ССР. Сов. геол., сб. 11.

Федоров П. В. 1946в. О четвертичной истории Каспийского моря. Изв. Всес. геогр. общ., т. 78, вып. 4.

Федоров П. В. 1946 г. Об апшеронских отложениях в западных отрогах Копетдага. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. III, № 2.

Федоров П. В. 1948а. Каспийские моллюски Западной Туркмении. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 13, Изд. Ак. наук СССР.

Федоров П. В. 1948б. Морские террасы восточного побережья Каспия. Докл. Ак. наук СССР, т. LIX, № 9.

Федоров П. В. 1949. К вопросу об эволюции фауны моллюсков Каспийского бассейна в четвертичное время. Сб. «Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР», вып. 2. Труды Инст. географии Ак. наук СССР, вып. 43.

Федоров П. В. 1950. Древнекаспийские береговые линии восточной части Северного Прикаспия. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. LXXIV, вып. 2.

- Федоров П. В. 1952. О новейших движениях земной коры в области Каспийской впадины. Бюлл. МОИП., отд. геол., т. XXVII, вып. 3.
- Федорович Б. А. 1930а. К геологии западных Каракумов. Сб. «Каракумы», Матер. Ком. эксп. исслед. Ак. наук СССР, сер. туркм., вып. 29.
- Федорович Б. А. 1930б. Материалы по морфологии Каракумов. Сб. «Каракумы», Матер. Ком. эксп. исслед. Ак. наук СССР, сер. туркм., вып. 20.
- Федорович Б. А. 1931. Полигональная отдельность в Каракумах. Природа, № 10.
- Федорович Б. А. 1932. Карабугазская геохимическая экспедиция. Сб. «Экспедиции Ак. наук СССР, 1931 год», изд. Ак. наук СССР.
- Федорович Б. А. 1934а. Возможен ли пропуск вод Аму-дарьи по Унгузу. «Каракумы», сб. IV, Труды Совета по изуч. прир. ресурсов, сер. туркм., вып. 8. Изд. Ак. наук СССР.
- Федорович Б. А. 1934б. Геоморфологическое и тектоническое районирование Туркменских Каракумов в связи с их гидрогеологическими условиями. Труды Геоморфол. инст. Ак. наук СССР, вып. XII.
- Федорович Б. А. 1934в. Геоморфология Унгуза (от бугров Кырк-Джульба до Аму-дарьи). «Каракумы», сб. IV, Труды Совета по изуч. прир. ресурсов, сер. туркм., вып. 8. Изд. Ак. наук СССР.
- Федорович Б. А. 1934г. Гидрогеологический очерк Заузбойского складчатого района (Западных Каракумов). «Каракумы», сб. IV, Труды Совета по изуч. прир. ресурсов, сер. туркм., вып. 8. Изд. Ак. наук СССР.
- Федорович Б. А. 1934д. Туркменские Каракумы, их геоморфология и генезис. Труды 1-го Всес. геогр. съезда, вып. 3.
- Федорович Б. А. 1935а. Геоморфологическая характеристика и воды Туркменских Каракумов. Сб. «Пробл. Туркмении», Труды 1-й конфер. по изуч. произв. сил Туркм. ССР, т. II. Изд. Ак. наук СССР.
- Федорович Б. А. 1935б. Древнее русло Узбой. Сб. «Экспедиции Ак. наук СССР, 1934 год», Изд. Ак. наук СССР.
- Федорович Б. А. 1940а. Некоторые основные положения о генезисе и развитии рельефа песков. Изв. Ак. наук СССР, сер. геогр. и геофиз., № 6.
- Федорович Б. А. 1940б. Палеогеография равнин Средней Азии. Труды инст. географии Ак. наук СССР, вып. XXXVI.
- Федорович Б. А. 1940в. Роль ветра в формировании песчаного рельефа пустынь. Труды Инст. географии Ак. наук СССР, вып. XXXVI.
- Федорович Б. А. 1946. Вопросы палеогеографии равнин Средней Азии. Труды Инст. географии Ак. наук СССР, вып. XXXVII.
- Федорович Б. А. 1947. Равнины и низкогорья Турана. Сб. «Геоморфологическое районирование СССР». Изд. Ак. наук СССР.
- Федорович Б. А. 1948а. Вопросы происхождения и формирования песчаного рельефа пустынь. Труды инст. географии Ак. наук СССР, вып. 39.
- Федорович Б. А. 1948б. Лик пустыни. Госкультпром. (2-е изд. 1950 г.).
- Федорович Б. А. 1948в. Рельеф песков Азии как отображение процессов циркуляции атмосферы. Пробл. физ. географии, т. XIII, изд. Ак. наук СССР.
- Федорович Б. А. 1949. О роли карста в рельефе пустынь. Сб. «Материалы по геоморф. и палеогеографии СССР», вып. 2. Труды Инст. географии Ак. наук СССР, вып. 43.
- Федорович Б. А. 1950а. Происхождение и развитие песчаных толщ пустынь Азии. Матер. по четверт. периоду СССР, вып. 2. Изд. Ак. наук СССР.
- Федорович Б. А. 1950б. Об основных процессах рельефообразования Турана. Пробл. физ. географии, т. XV. Изд. Ак. наук СССР.
- Федорович Б. А. 1952. Древние реки в пустынях Турана. Матер. по четверт. периоду СССР, вып. 3. Изд. Ак. наук СССР.
- Федорович Б. А. 1953. Происхождение песков северо-западной Туркмении. Матер. по геоморфологии и палеогеографии, сб. 10. Труды Инст. географии Ак. наук СССР, т. LVIII.
- Федорович Б. А. и Кесь А. С. 1934. Субазральная дельта Мургаба. Труды Геоморфол. инст. Ак. наук СССР, вып. 12.
- Федченко Б. А. 1929. Растительность. Туркмении. Сб. «Туркмения», т. III. Изд. Ак. наук СССР.
- Федынский В. В. 1937. Аномалии силы тяжести в Азербайджане. ОНТИ—НКТП, Баку—М.
- Фелькнер. 1837. Выписка из рапорта К. Г. И. поручика Фелькнер 2-го, командированного для обозрения восточных берегов Каспийского моря. Горн. журн., ч. 1.

- Фелькнер. 1838. Геогностический очерк восточного берега Каспийского моря от Астрабадского залива до мыса Тюккараган, в 1836 г. Горн. журн., т. I, №1.
- Ферсман А. Е. 1926а. Геохимические проблемы серных бугров в пустыне Каракум. Сб. «Сера». Матер. для изуч. естеств. произв. сил СССР, № 59. Изд. Ак. наук СССР.
- Ферсман А. Е. 1926б. Современные пустыни. Природа, № 5—6.
- Ферсман А. Е. 1929а. На острове Челекене. Природа, № 7—8.
- Ферсман А. Е. 1929б. На острове Челекене. Туркменоведение, № 6—7, Ашхабад.
- Ферсман А. Е. 1930. Перелет Ташауз—Чарджуй. Сб. «Каракумы», Матер. Ком. эксп. исслед. Ак. наук СССР, сер. туркм., вып. 20.
- Ферсман А. Е. 1935. Проблемы минерального сырья и химизация Средней Азии. Сб. «Минеральные богатства Ср. Азии», Тадж.-Памир. эксп. при СНК СССР. Л.
- Ферсман А. Е. и Влодавец Н. И. 1926а. О процессах окремнения в среднеазиатской пустыне Каракумы (на нем. яз.). Докл. Ак. наук СССР, сер. А, август.
- Ферсман А. Е. и Влодавец Н. И. 1926б. О свободной серной кислоте, как минеральном виде (на нем. яз.). Докл. Ак. наук СССР, сер. А, август.
- Ферсман А. Е. и Шербаков Д. И. 1926. Колодцы в песках Каракумов. Изв. Гос. гидролог. инст., № 17.
- Хабалов. 1883. Записка о маршрутной съемке между Каахка и плотиною Гезебект, Серахсом и Муссытабадом. Сб. геогр., топогр. и статист. матер. по Азии, вып. VI. СПб.
- Халилов Д. М. 1948. Стратиграфия верхнемеловых и палеогеновых отложений Малого Балхана по фауне фораминифер. Азнефтеиздат, Баку.
- Халтурин Д. С. 1948. Перспективы поисков новых месторождений (Закаспий). Новости нефт. техники, № 3.
- Херасков Н. П. 1932. Тектонический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта и некоторых прилежащих к нему районов. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. X (3—4).
- Херасков Н. П. 1934. Поисковые работы на калий в Средней Азии. (Геолого-поисковые исследования юго-западного окончания Гиссарского хребта). Сб. «Гаурдакский химич. комбинат», т. II, ч. 1.
- Худяев И. Е. 1927. Среднеюрские аммониты Ягмана. Труды Ленингр. общ. естествоисп., т. VII, вып. 4.
- Цимбаленко Л. И. 1896а. Естественные водные богатства Закаспийской области. Гидрографический очерк. Ашхабад.
- Цимбаленко Л. И. 1896б. Кяризы (водопроводы) Закаспийской области. СПб.
- Цинзерлинг В. В. 1915. Изыскания по орошению в Аму-Дарьинском крае. Ежег. Отд. зем. улучш., год VI, ч. 2 (1914).
- Цинзерлинг В. В. 1924. Орошение в бассейне Аму-Дарья. Ч. 1. М.
- Цинзерлинг В. В. 1927. Орошение на Аму-дарье. Изд. Упр. вод. хоз. Ср. Азии. М.
- Цинзерлинг В. В. 1935. Обводнение западной Туркмении водами Аму-дарья. Сб. «Пробл. Туркмении», Труды 1-й конфер. по изуч. произв. сил Туркм. ССР, т. II. Изд. Ак. наук СССР.
- Чайковский А. 1907. Нивелировка в Туркестане в связи с Аму-дарьинским вопросом. Землеведение, т. XIV, кн. I—II.
- Чарьев Б. Ч. 1950. Кара-Богаз-Гол. История исследования и промышленного освоения. Изд. Туркм. фил. Ак. наук СССР, Ашхабад.
- Чарыков Н. В. 1884. Описание поездки по берегам Теджена-Герируда. Сб. геогр., топогр. и статист. матер. по Азии, вып. XIII. СПб.
- Чирвинский В. 1909. К минералогии Закаспийского края. Зап. Киев. общ. естествоисп., т. XXI.
- Чирвинский П. Н. 1916. Общие сведения о минералах, генезисе и геологии селитры. Изв. Алекс. Донск. политехн. инст., т. V, вып. 2.
- Чистяков П. А. 1953. Литостратиграфия нижнемеловых красноцветных отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Труды Инст. геологии Ак. наук Узб. ССР, вып. 9. Ташкент.
- Чиخачев П. К. 1952. К вопросу о сопоставлении неогеновых и четвертичных отложений Средней Азии. Сб. «Новые данные по геологии Казахстана и Средней Азии». Труды ВСЕГЕИ. Госгеоллиздат.
- Чуенко П. П. 1931. К тектонике юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Изв. ГГРУ, т. L, вып. 33.
- Чуенко П. П. 1937а. Геологическая карта Средней Азии (юго-западные отроги Гиссарского хребта, р. VIII, л. 4). Труды Тадж.-Памир эксп., вып. LXVI.

- Чуенко П. П. 19376. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. Геол. Узб. ССР, т. II.
- Шабаров Н. В. 1939. Мезозойские угленосные районы Средней Азии. Труды XVII сессии Межд. геол. конгр. 1937 г., т. I.
- Шафрановский К. И. и Княжецкая Е. А. 1952. Карты Каспийского и Аральского морей, составленные в результате экспедиции Александра Бековича-Черкасского 1715 года. Изв. Всес. геогр. общ., т. 84, вып. 6.
- Шехтман П. А. 1941. Геология Средне-Азиатского нижнемезозойского угленосного бассейна. Изд. Узб. фил. Ак. наук СССР, Ташкент.
- Шилин Л. Л. 1935. Пегматиты Султан-уиз-дага. Сб. «Каракалпакия». Труды Каракалп. компл. экспед. 1931—1932 гг., т. IV, Совет по изуч. прир. ресурсов, сер. каракалп., вып. 5. Изд. Ак. наук СССР.
- Шлегель Б. Х. 1912a. Мервский оазис и его орошение из реки Мургаб. Труды II Южнорусск. мелиорат. съезда 1912 г., ч. II. Одесса.
- Шлегель Б. Х. 19126. Технический отчет экспедиции для обследования Каракумской степи в 1911. Тихвин.
- Шлегель Б. Х. 1926. Водное хозяйство Средней Азии. Центр. упр. печати. ВСНХ СССР.
- Шмидт К. и Дорандт Ф. Б. 1878. Гидрографические исследования на Аму-Дарье. Труды Аму-Дарьинской эксп., вып. 4. Изд. РГО.
- Шмидт О. И. и Симаков С. Н. 1953. Верхнемеловые морские ежи юго-востока Средней Азии. Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 66.
- Шпидлер И. Б. и Лебединцев А. А. 1902. Труды Карабугазской экспедиции. Отчеты Мин. землед. и гос. имуществ.
- Шрейдер А. А. 1938. Впадина Ассаке-каудан на южном Усть-Урте (предварительные материалы). Изв. Всес. геогр. общ., т. 70, вып. 1.
- Шрейдер А. А. 1948. Основные результаты общей геофизической съемки западной части Средней Азии. Прикладная геофизика. Сб. статей, вып. 4. Госоптехиздат.
- Штейнберг Е. Л. 1949. Первые исследователи Каспия (XVIII—XIX вв.), серия «Русские путешественники». Гос. издат. географ. лит.
- Штумм, 1874—1875. О плоской возвышенности Усть-Урта и о старом течении Оксуса. Изв. Кавк. отд. РГО, т. III, Тифлис.
- Шугин А. А. 1935. Калийные соли Средней Азии. Сб. «Минеральные богатства Ср. Азии», Тадж.-Памир эксп. при СНК СССР, Л.
- Шугин А. А. 1937. Итоги работ по разведке Окуз-Булакского калийного месторождения. Труды Научн. инст. по уобр. и инсектофунг. им. Самойлова, вып. 138.
- Шумов В. В. и Шуршалина М. А. 1947. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1000000. Объяснительная записка к листу I—41 (Кушка). Госгеолиздат.
- Шумов В. В. и Шуршалина М. А. 1949. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1000000. Объяснительная записка к листу J—41 (Бухара). Госгеолиздат.
- Щербаков Д. И. 1926a. Отчет о поездке на серные месторождения в Каракумах. Сб. «Сера». Мат. для изуч. естеств. произв. сил СССР, № 59. Изд. Ак. наук СССР.
- Щербаков Д. И. 19266. Экспедиция на Серные Бугры в пустыню Каракумы осенью 1925 г. Природа, № 7—8.
- Щербаков Д. И. 1927. Сера. Сб. «Нерудн. ископ.», т. II. Изд. Ак. наук СССР.
- Щербаков Д. И. 1930a. Задачи Каракумского геоморфологического отряда. Сб. «Каракумы», Матер. Ком. эксп. исслед. Ак. наук СССР, сер. туркм., вып. 20.
- Щербаков Д. И. 19306. Автопробег через Центральные Каракумы. Сб. «Каракумы», Матер. Ком. эксп. исслед. Ак. наук СССР, сер. туркм., вып. 20.
- Щербаков Д. И. 1930в. Организация исследовательских работ в Центральных Каракумах. Сб. «Каракумы», Матер. Ком. эксп. исслед. Ак. наук СССР, сер. туркм., вып. 20.
- Щукин Н. 1940. Современное состояние вопроса о происхождении рельефа пустынь. Труды Инст. географии Ак. наук СССР, вып. XXXVI.
- Эберзин А. Г. 1952a. Палеонтологические исследования в районе трассы Главного Туркменского канала. Вестн. Ак. наук СССР, № 10.
- Эберзин А. Г. 19526. О кайнозойских отложениях Сарыкамыша. Труды второй сессии Ак. наук Туркм. ССР 18—20 сентября 1951 г. Ашхабад.
- Эберзин А. Г. и Невеская Л. А. 1953. Об апшеронских отложениях Краснодарского полуострова. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. XCIII, № 4.
- Ямнов А. А. 1950. О стратиграфии континентальных отложений неогена Каракумов. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. LXXV, № 4.
- Ямнов А. А. 1953. О признаках обводнения Сарыкамышской котловины в средние века и возрасте сарыкамышских отложений с *Cardium edule* L. Изв. Ак. наук СССР, сер. геогр., № 4.

- Ямнов А. А. и Кунин В. Н. 1953. Некоторые теоретические итоги новейших исследований в районе Узоя в области палеогеографии и геоморфологии. Изв. Ак. наук СССР, сер. геогр., № 3.
- Яншин А. Л. 1939. Тектоника Северного Приаралья. Докл. Ак. наук СССР, нов. сер., т. XXIII, № 8.
- Яншин А. Л. 1945. О погребенных герцинидах к востоку от Каспийского моря. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XX, вып. 5—6.
- Яншин А. Л. 1948. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака. Изв. Ак. наук СССР, серия геол., № 5.
- Яншин А. Л. 1950. Палеоген Мангышлака. Бюлл. МОИП., отд. геол., т. XXV, вып. 4.
- Яншин А. Л. 1951. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. Сб. памяти академика А. Д. Архангельского, изд. Ак. наук СССР.
- Ярмоленко А. В. 1934. Об ископаемых древесинах с о. Челекена. Труды НГРИ, сер. А, вып. 48.
- Abich, (Абих Г. В.). 1863. Ober eine im Caspischen Meere erschienene Insel nebst Beiträgen zur Kenntniss der Schlammvulkane der Caspischen Region. Mém. Acad. Sci. St.-Petersb., VII série, t. VI, № 5.
- Andrussow N. (Андрусов Н. И.). 1888. Ein kurzer Bericht über die im Jahre 1887 im transkaspischen Gebiet ausgeführten geologischen Untersuchungen. Jahrb. K. K. geol. Reichsanstalt, Bd. XXVIII, H. 1—2.
- Andrussow N. (Андрусов Н. И.). 1912. Ueber einige Neritinen aus Neogen-Ablagerungen des pontocaspischen Gebietes. Zap. СПб минер. общ., 2 сер., ч. 49.
- Baer K. (Бэр К. М.). 1857. Kaspische Studien, VI. Mélanges phys. et chim. tirés du Bull. phys.-mathem. Acad. Sci. de St.-Petersb., t. III.
- Boehm G. 1897. Geologische Bemerkungen aus Transkaspien. Zeitschr. Deutsch. geol. Gesellsch., Bd. XLIX, H. 3.
- Boehm G. 1899a. Aptien und Hauterivien im Kleinen Balchan. Zeitschr. Deutsch. geol. Gesellsch., Bd. LI.
- Boehm G. 1899b. Reiseskizzen aus Transkaspien. Geograph. Zeitschr., Jahrgang V, Leipzig.
- Clapp F. G. 1940. Geology of Eastern Iran. Bull. of the Geol. Soc. America, vol. 51, N 1.
- Cotteau. 1889a. Note sur un exemplaire du Coraster Vilanovae provenant de Tersakhan. Bull. Soc. Geol. France, III série, t. XVII.
- Cotteau. 1889b. Sur deux Echinodermes fossiles provenant de Tersakhan. C. R. hebd. des séances Acad. Sci. Paris, vol. CVIII.
- Davis W. M. 1905. A journey across Turkestan. Public. Carnegie Inst. Washington, № 26.
- Eichwald (Эйхвальд Э.). 1834. Reise auf dem Caspische Meere und in den Caucasus. Bd. I. Stuttgart und Tübingen.
- Eichwald E. (Эйхвальд Э.). 1857. Ein paar Worte über die Naphtha auf der Insel Tschelekän. Mélanges phys. et chim. tirés du Bull. phys.-mathem. Acad. Sci. de St.-Petersb., t. III.
- Furon R. 1938. Observation sur le Nummulitique de la Perse orientale. C. R. hebd. des séances Acad. Sci., Paris, t. 206, № 20.
- Goeje M. 1875. Das alte Bett des Oxus Amu-darja. Leiden.
- Gundlach K. 1935. Die Östliche Forsetzung des Kaukasus. Geol. Rundschau, Bd. 26, H. 6.
- Helmersen (Гельмерсен). 1844. Über die geognostische Beschaffenheit des Ustürt und insbesondere dessen östlichen Abfalls zum Aral-See. Bull. Acad. Sci. de St.-Petersb., t. IV.
- Herrman. 1914. Alte Geographie des unteren Oxus Gebietes. Abhandl. K. Gesellschaft zu Göttingen, philol.-histor. Klasse, N. F., Bd. XV, № 4, Berlin.
- Horak V. 1921—1922. Critique des anciens rapports sur l'embouchure du fleuve de l'Oxus. Vestnik Ceske spol. nauk., Praha.
- Huntington. 1905. The basin of Eastern Persia and Sistan. Public. Carnegie Instit. Washington, № 26.
- Kolaček Fr. 1927. Etait l'Ousboi pendant les temps historiques un ancien lit de l'Amou-darja. Public. fac. Sci. Univers. Massaryk, Brno.
- Lenz R. (Ленц Р. Э.). 1870. Unsere Kenntnisse über den frühere Lauf des Amu-darja. Mém. Acad. Sci. St.-Petersb., VII série, t. XVI, № 3.
- Lessar P. (Лессар П.) 1889. L'ancienne jonction avec la mer Caspienne. Congres Intern. Sci. géograph. 1889. Paris.

- Leuchs K. 1935. Der Block von Ust-Urt. Geol. Rundschau, Bd. 26, H. 4.
- Leuchs K. 1937. Geologie von Asien. Bd. I, Teil 2, Berlin.
- Loriol P. 1889. Note sur deux Echinodermes nouveaux. Bull. Soc. Géol. France, III série, t. XVII.
- Obrutschew W. (Обручев В. А.). 1914. Zur Geschichte des Oxusproblems. Peterm. Mitteil., Bd. 60.
- Pumpelly R. 1908. Physiography of Central-Asian deserts and oases. Public. Carnegie Inst. Washington, № 73.
- Schroeder J. W. 1944. Essai sur la structure de l'Iran. Eclogae Geologicae Helvetiae, vol. 37, № 1.
- Schultz A. 1928. Morphologische Beobachtungen in der östlichen Kara-kum Wüste (Turkestan) 1927. Zeitschr. für Geomorphologie, Bd. III, Leipzig.
- Sievers G. (Сиверс Г. И.). 1873. Die russische militärische Expedition nach dem alten Oxus-Betts dem Kjurjandagh-Gebirge und dem Atrek-Thale, August bis Dezember 1872. Peterm. Mitteil., Bd. XIX.
- Sjögren H. 1888a. Om Bildningen of Kaspiska hafvets Bäckan. Geol. Förenings. Förhandlingar, Bd. X, H. 2. Stockholm.
- Sjögren H. 1888b. Ueber das transkaspische Naphtaterrain. Jahrb. K. K. Geol. Reichsanstalt, Wien (1887). Bd. XXXVI.
- Stille H. 1928. Über europäisch-zentralasiatische Gebirgszusammenhäng. Nachrichten Gesellsch. Wissensch. zu Göttingen, mathem.-phys. Klasse.
- Stumm. 1874. Ueber das Uest-Urt-Plateau und den alten Lauf des Oxus. Verhandl. Gesellsch. für Erdkunde zu Berlin, N 2.
- Suess E. 1885—1901. Das Anlitz der Erde. Bd. I, Abth. 2, Wien, 1885; Bd. II, Wien, 1888; Bd. III, Wien, 1901.
- Tietze E. 1877. Ueber einen kurzer Ausflug nach Krasnowodsk im westlichen Turkestan. Jahrb. K. K. Geol. Reichsanstalt., Bd. XXVII, H. 1. Wien.
- Vialov O. S. (Вялов О. С.). 1934. Die Buchara-Stufe in Zentralasien. Centralblatt für Miner., Geol. und Paläont., Abt. B, № 12.
- Walther J. 1898a. Das Oxusproblem in historischer und geologischer Beleuchtung. Peterm. Mitteil., Bd. 44.
- Walther J. 1898b. Geologische Studien in Transcaspien. Bull. Soc. des Natur. Moscou, nouv. ser., t. XI (1897).
- Walther J. 1898c. Vergleichende Wüstenstudien in Transcaspien und Buchara. Verhandl. Gesellsch. für Erdkunde, Bd. XXV, Berlin.
- Walther J. 1924. Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit. 4-e Neubearb. Aufl., Leipzig.
- Wilser. 1928. Der südrussische Tafelrand in Vorder- und Mittel-Asien. Neues Jahrb. für Miner., Geol. und Paläont., Beil. Bd. 61, Abt. B.
- Wood H. 1875. Notes on the lower Amu-Darya and Lake Aral. Journ. Royal Geogr. Soc., vol. XLV, London.

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

А

Аби-Кайсар речка 548, 565
Австралия 233
Австрия 252
Агач-Арват пески 311
Адждере речка 140
Аджикуи гора 178
Аджикуинская излучина **Узбоя** 258, 325, 462, 538
Азербайджанская ССР, Азербайджан 310, 502, 504
Азия, Азиатский континент 578
Айбугир урочище 40, 189—191, 236—239, 251, 253, 458, 470, 471, 477
Айdere речка 559
Айдин урочище 488
Айнабулак возвышенность 484
Акар-Чешме колодец 231, 231, 371
Ак-Батлы колодец 468
Акгоз урочище 210
Акгозсай долина 538
Ак-Капчигай ущелье 163
Аккыр плато, обрыв 43, 320, 538
Акпатлаух грязевой вулкан (см. **Белый Бугор**) 354, 438, 554
Актаг хребет 488
Актам сухое русло 45, 328
Ак-Текелях хребет 391
Актепе холм 520
Актепинская предгорная гряда 221, 249, 290—292, 401, 557
Акэсер урочище 423
Ак-Яйла колодцы 463
Ала-Даг гора (в **Зап. Копет-Даре**) 284
Ала-Даг хребет (в **Сев. Иране**) 387, 388, 391, 517
Аладаг-Биналудская дуга **Туркмено-Хорасанской** горной системы 393
Алигул грязевой вулкан (древний) 304, 353, 414, 415
Алла-Экпер хребет 403
Алты-Яб речка 405, 407
Альмурад гора 128, 159, 488
Аманбулак гора 74, 76—78, 92
Аметистовая гора 373
Амударьинская аллювиальная равнина 25, 44, 60, 64, 66
Аму-Дарья река 11—13, 15, 16, 18, 19, 22, 25, 30, 32, 44, 45, 47—49, 53, 56, 59,

60, 61, 64, 66—68, 71, 110, 156, 157, 169, 192—195, 198, 199, 205, 207, 209, 225, 234, 235, 239, 241, 244, 245, 247, 250, 293—296, 317, 321—324, 327, 329, 330—332, 334—341, 343, 344, 347, 349, 353, 355, 370, 373, 378, 458, 465, 470, 475—478, 480—482, 484, 503, 504, 531—533, 535, 539, 544, 545, 547—552, 564, 567, 580, 581, 586, 588, 590, 591.
Англия 109
Аннау древнее поселение (развалины) 523, 550
Аннау ж.-д. станция 220
Апшеронский полуостров, **Апшерон** 281, 390, 586
Аральская впадина 299, 341, 349, 588, 590
Аральское море, **Арал** 11, 12, 30, 48, 242, 250, 252, 255, 256, 317, 337, 338, 349, 544, 545, 549, 550, 591
Арваз речка 50, 397, 401, 560
Арвазская долина 351, 559
Арват колодец 258
Аргуваллы хребет 395
Арман-Сагад ж.-д. станция 393
Артык ж.-д. станция 388, 393, 394
Артык (Дорунгяр) речка 50, 221, 388
Арчали-Даг возвышенность 220
Арчиньянсу речка 50, 185
Арчман ж.-д. станция 39, 220, 246, 286, 289, 290, 292, 298, 346, 347, 387, 400, 403, 404, 557
Арчманский сероводородный источник 382, 401
Асельма хребет 406
Асряк-Даг хребет 399
Ассак-Аудан впадина 332, 333, 335, 337, 544, 545, 549, 590
Атакую колодцы 466, 467
Атрек река 11, 12, 16, 42, 48, 50, 140, 311, 312, 315, 317, 328, 329, 338, 387, 391, 403, 531—533, 553, 554, 589, 590
Афганистан 11, 38, 46, 47, 49, 53, 59, 67, 110, 346, 484, 531, 547, 549
Ахалдих город 230
Ахмет-Джужльба урочище 294
Ахча-Даг хребет 220, 395, 400, 401
Ахчадарьинская дельта **Амч-Дарья** 337
Ахчакая впадина 39, 40, 46, 236, 238, 239, 466, 467, 535
Ахча-Куйма ж.-д. станция 41

Ашхабад город 13, 32, 39, 41, 46, 52, 59,
122, 133, 183, 221, 386, 387, 389, 393,
394, 397, 398, 400, 402, 404, 406, 474,
505, 513, 520, 521, 523, 525—528, 530
Ашхабадская область (адм.) 12, 58, 59,
61

Ашхабадский район (адм.) 58
Аще-Орпа колодец 262

Б

Баадинская впадина 540
Баба-Дурмаз ж.-д. станция 221, 224, 382
Баба-Дурмаз речка 183, 382
Баба-Ходжа солончак (см. Келькор) 42,
50, 428

Бавария 252

Багир сел. 398, 402, 523, 527

Багирские источники 402

Бадхыз возвышенность (холмогорье) 21,
29, 40, 47, 49, 56, 59, 64, 67, 132, 138,
140, 143, 164, 169, 181, 187, 188, 205,
207—209, 227, 228, 230, 231—233, 241—
244, 246, 247, 293, 294, 329, 355, 371,
372, 373, 377, 379, 383, 387, 388, 391,
393, 531, 563—565, 580, 582, 583, 588,
592

Базарган-Тугай урочище 296

Байрам-Али город 13, 52, 53, 324, 325,
546

Байрамалийский оазис 324

Байсун сел. (кишлак) 163

Байсунский район (район кишл. Байсун)
126

Байсунтау хребет 484

Бала-Ишем ж.-д. станция 428

Бала-Ишем колодцы на Узбое 332, 466

Балахана гора 200, 203, 234, 487, 488

Балкую колодец (в Б. Балхане) 82, 83,
145, 445

Балх река 46, 349, 549, 550

Балханский залив (высохший) (см. Бал-
ханский шор) 14, 42, 45, 304, 328, 375,
450, 537, 549, 552

Балханский (Межбалханский) «коридор»
45, 280, 322, 548, 552, 553

Балханский шор солончак 309

Балханы (см. Большой Балхан и Ма-
лый Балхан) 30, 50, 62, 131, 151, 163,
169

Бами ж.-д. станция 138, 176, 214, 286,
472, 529

Бахарден ж.-д. станция, поселок 122,
133—135, 136, 176, 181, 220, 221, 246,
290, 291, 322, 350, 351, 397, 404, 516,
529, 557

Бахарденский район (адм.) 58

Бахардок поселок 525, 528, 529

Бахча речка 406, 407, 559

Бегендзааликыр обрыв, плато 170, 539

Беги-Арслан горы 43, 170, 171, 173, 320

Безмеин ж.-д. станции, поселок 59, 523,
529

Безымная банка подводный грязевой
вулкан 417

Бейнеу гора 119, 121, 151, 152, 471

Бекдаш поселок 306, 509, 529

Белая река 376

Белек ж.-д. станция 41, 376, 451

Белек колодец 260, 261

Белый Бугор (Акпатлаух) грязевой вул-
кан 554

Бельтау возвышенность 239

Беурма сел. (аул) 286, 288, 290, 346

Беш-Тюбе бугры (на Краснодарском
п-ове) 267

Беш-Тюбе холм (на правом берегу Аму-
Дарьи) 192, 193

Биналуд хребет 387, 391, 393

Бова-Чингиз гора 231

Бозрабатское устье 203

Большое Богдо гора 78

Большой Балхан хребет 14, 17, 20, 23,
25, 26, 28, 31, 32, 34, 39—42, 55, 63—
65, 80—82, 85—89, 96, 103, 108—114,
116, 117, 122, 123, 130, 131, 143—145,
148—150, 154, 166—169, 174—176, 204,
206—209, 211—214, 240, 242, 243, 245,
247—249, 260, 263—265, 267, 268, 276,
280, 298, 300, 302, 304, 311, 313, 317—
319, 343, 349, 352, 356, 365—368, 373,
376, 385, 387, 390, 391, 407, 408, 420,
422, 425, 428, 430—432, 440—443, 445,
451—457, 465, 472, 506, 508, 512, 516—
519, 528, 531, 534, 552, 560—562, 573—
575, 579—581, 583—585, 587, 592

Большой Кавказ 387, 390, 391

Борджоклы горная гряда 85, 113, 115,
116, 145, 445

Борджоклы колодцы 83

Боя-Даг гора 18, 42, 271—274, 276, 277,
280—284, 310, 312, 354, 409, 413, 416,
419, 421, 439, 555

Бугдайлинский район (район Бугдай-
линской тектонической зоны) 515, 518

Бургун колодцы 172, 549

Бургунские пороги 462, 473

Бурнак колодец 269

Бурунгур урочище (кыр) 294

Бутентау останец 333, 337, 469, 544

Бухарская область 205, 208, 293

В

Верхнеузбойский «коридор» 64, 66, 332,
333, 341, 348, 349, 465—467, 471, 507,
590

Восточная Европа 206

Восточный Копет-Даг 27, 132—135, 138,
139, 181, 185—188, 205, 209, 221, 222,
224—226, 230, 241—245, 247, 249, 290,
292, 298, 351, 382, 386—388, 399, 402,
556, 580

Вышка ж.-д. станция 529

Г

Гасан-Кули поселок 528, 529, 546, 554

Гасан-Кулийская низменность 554

Гасан-Кулийский район (адм.) 48

Гаудан сел., метеорологическая станция
52, 529

Гауданская скала 406

Гауданский хребет 39, 133, 404, 406, 407,
558, 560

- Гауданское плато 389
 Гаурдак возвышенность 60, 72, 73, 96, 100, 102, 110, 123, 124, 127—129, 131, 157—159, 161, 206, 352, 353, 484—491, 496, 565—568, 570, 572, 576
 Гаурдак поселок 200, 201, 528, 529
 Гаурдак-Кугитангский район (геол.) 19, 21, 23—27, 31, 33, 39, 47, 60, 63, 64, 67, 68, 72, 78—80, 96, 102, 110—112, 123—125, 129—131, 148, 157, 158, 163, 166, 168, 169, 199—207, 209, 210, 233, 234, 241—243, 246, 247, 250, 297, 298, 349, 352, 353, 385, 482, 483, 485, 492, 494, 527, 533, 565—568, 574, 575, 577, 582, 583, 587, 592
 Геами сел. 523
 Гео-Гядык хребет 231, 371
 Гезлигата колодцы 170, 172, 463
 Текпатлаух грязевой вулкан 311, 354, 437, 438, 554
 Геок-Тепе ж.-д. станция, поселок 181, 290, 404, 405, 521, 523, 527, 529
 Геок-Тепинский район (адм.) 58
 Геоктере колодцы 91, 119, 152—154, 461
 Гератская долина 49
 Гери-Руд (Теджен) река 59, 227, 293, 317, 387, 393, 564, 565
 Геркез гора 113, 367
 Гермаб поселок 521, 529
 Гермабская долина 406, 560
 Германия 109
 Гечгельды колодцы 466, 471
 Тималаи горная система 123
 Гиц-Гол хребет 402
 Гиндукуш горная система 345, 348, 387
 Тиссарский хребет 19, 47, 60, 62, 67, 96, 108, 123, 124, 129, 157—160, 199, 205, 208, 209, 244, 247, 298, 373, 483, 485, 527, 565, 577, 585
 Тогран-Даг грязевой вулкан 354, 425, 555
 Гокленкуюсинская впадина (см. Карашор) 170
 Горган река 387
 Горганская степь 304
 Горная Бухара область (географ.) 123
 Губкина банка подводный грязевой вулкан 417.
 Гындувар-Даг хребет 398, 402
 Гяур-Кала холм (останец) 192
 Гяурли сухая долина 310, 553
 Гяурс ж.-д. станция, сел. 393, 398, 404, 523, 529
 Гяурс-Даг хребет 136, 139, 141, 183, 184, 221, 398, 402, 404, 407
- Д**
- Дагада остров 265, 365, 367, 375, 450
 Дагдирим горная вершина 115, 116
 Дагестан 110, 129, 211, 213, 243, 245
 Дагирман-Даг хребет 401
 Даната родник (в Б. Балхане) 82, 85
 Даната сел. (в Зап. Копет-Даре) 279
 Данатинский «коридор» 280, 322, 408, 428, 548, 553
 Данатинский хребет (Даната) 176—178, 279, 284, 351, 419
 Данишер урочище 296, 478
 Дарахт-беит хребет 186
 Дарваз горная область 129
 Дарваза поселок 529
 Дарган-Ата поселок, урочище 244, 245, 296, 478—480, 529
 Дарджа полуостров 310, 311, 452, 503, 515, 552
 Дарджикум пески 552, 553
 Дарьялык (Куня-Дарья) сухое русло 44, 191, 331, 340, 470, 545, 551
 Даудан сухое русло 331, 340, 545, 551
 Девянаку хребет 123, 399
 Дегерменджик речка 406, 559
 Дейнау поселок 46, 550, 551
 Декча колодец (на Дарьялыке) 470
 Декча колодец (на Узбое) 258
 Делили урочище 517
 Денгиз-Куль впадина, озеро 47, 481
 Денгиль-Кеталь хребет 185, 399, 402
 Демме колодец 254, 255
 Дешт-и-Кевир пустыня 387, 391
 Джагатайский хребет 387
 Джалташ горы 484
 Джанак район (геол.) (см. Туаркырский район) 43
 Джанурпа колодец 261
 Джар (старое русло Мургаба) 324
 Джебел ж.-д. станция 82, 113, 521, 529, 562
 Джебельские источники 81
 Джимуртау гора 71, 72, 370, 373, 378, 477
 Дибрар гора 390
 Диоджи гора 286
 Дорт-Кую ж.-д. станция 546
 Доунгра гора 119, 152
 Доунгра колодцы, родник 93, 461
 Дульдуйль-Атлаган урочище 551
 Душак ж.-д. станция, поселок 122, 123, 528, 529
 Душак речка (см. Келатачей) 50, 221
 Душак хребет 133, 181, 182, 208, 405—407
- Е**
- Европейская часть СССР 205, 337
 Египет 214
 Еды-Сюйри горы 538
 Елатама город 123
 Елликая хребет 350, 405, 555, 558
 Емишалли хребет 350, 558
 Ербент колодцы, сел. 511, 516, 528, 529
 Еревш хребет 139, 395, 400
 Еройлан-Дуз (Еройлан) озеро, впадина 47, 229—231, 233, 243, 247, 371, 372, 377, 383, 564
 Еройлайская котловина (см. Еройлан-Дуз) 229

Ж

Жданова банка подводный грязевой вулкан 417

З

- Закавказье 132, 228, 230, 281, 583
 Закаспийские Каракумы песчаная пустыня (см. Каракумы) 38, 45
 Закаспийский край, Закаспий 11, 16—18, 159, 162, 205, 586
 Западная Европа 128, 178
 Западная Туркмения, Западный Туркменистан 243, 246, 247, 280, 300, 302, 304—306, 312, 313, 376, 378, 499, 505, 507, 515, 516, 521, 535
 Западное Закавказье 105, 252
 Западные Каракумы (западная часть Центральных Каракумов) 313, 344, 502—504, 510
 Западные Кызылкумы 478
 Западный Казахстан 254, 572, 578, 581
 Западный Копет-Даг 18, 22, 27, 48, 50, 132—136, 138—141, 143, 174, 176—180, 183, 185, 186, 204—205, 208, 209, 213—220, 226, 240—242, 245, 246, 248, 249, 281, 283—289, 297, 298, 300—304, 329, 351, 379, 381, 386—390, 393, 395, 397—399, 402, 404—406, 408, 420, 422, 424, 425, 427, 433, 435, 437, 438, 504, 506, 508, 514, 518, 519, 558, 559, 582, 584, 587
 Западный Порсугель грязевой вулкан (древний), озеро 354, 414, 415
 Западный район (эконом.) 56—60
 Западный Тянь-Шань 578
 Западный Узбекистан 241, 249
 Западный Узбой (см. Узбой) 50, 548, 549
 Заузбойский складчатый район (геол.) 44, 321, 532, 533, 548
 Заунгузские (Северные) Каракумы 18, 39, 45, 46, 191, 194, 293, 321, 326, 327, 331, 339, 465, 466, 468, 470, 544, 548, 551
 Заунгузское «плато» (см. Заунгузские Каракумы) 330, 542
 Заунгузье (см. Заунгузские Каракумы) 465, 475, 542—544, 551, 586, 587
 Зеагли метеорологическая станция (Серный Завод) 52
 Зеагли серный бугор (останец) 66, 156, 188, 237, 294, 295, 466, 467, 471, 475
 Зеленый Бугор (см. Гекпатлаух) 554
 Зенгибаба кладбище, развалины крепости (в Сарыкамышской впадине) 259, 545
 Зенгибаба останцовая возвышенность 192, 236—239, 468, 544
 Зеравшан река 47, 49, 205, 341, 342, 349
 Зеравшано-Гиссарская горная система 129, 246, 248, 574
 Зеравшанский хребет 108
 Зиракев хребет 183, 184, 404
 Зирик гора 435
 Зюльфгар-Гезгяльская группа хребтов 564

И

- Игды (Нижние Игды) колодцы 258, 463
 Иджири родник 400
 Изаткули урочище 437
 Иланкыр урочище 156
 Ильялы хребет 382, 405
 Индия 104, 168
 Иолотань город 49, 324, 529, 546
 Иран 11, 38, 48, 49, 53, 59, 111, 164, 185, 205, 241, 242, 299, 353, 393, 398, 399, 402, 404, 407, 524, 531, 546, 553, 564, 572, 577
 Иргиз река 340, 348
 Ирсарыбаба горная гряда (кряж) 43, 170, 173, 320, 538
 Иртысбунун мыс, горная гряда 82, 112—115, 174, 212—214, 261, 445, 453
 Исак хребет 405
 Искандер ж.-д. станция 41, 138, 395, 400, 405
 Испаз сел. 480

К

- Каахка ж.-д. станция, поселок 529, 546
 Каахкинский район (адм.) 58
 Кабаклы урочище, сел. 11, 169, 199, 478, 480
 Кабил колодцы 269
 Кабристан горная область 217, 218, 243, 390
 Кавказ горная система 83, 108, 110, 111, 116, 159, 212—214, 218, 241—243, 247, 248, 254, 255, 376, 378, 390, 501, 572, 573, 582
 Каган город 13
 Казанджик город 13, 39, 41, 279, 284, 322, 347, 393, 394, 522, 523, 529
 Казанджикский Кюрен-Даг (см. Кюрен-Даг) 137, 139
 Казаклы колодцы 171, 252, 253
 Казахская ССР, Казахстан 11, 24, 44
 Казганчай речка 50, 221, 398
 Каифата могила 116
 Кайлю ж.-д. станция 117, 118, 270
 Кайнах грязевой вулкан (см. Кипящий Бугор) 554
 Калаус гора 556
 Калининский поселок 224, 523
 Калицкого грязевой вулкан 438
 Кампрек ущелье 566
 Камышджа грязевой вулкан 438
 Канга-Дарья сухое русло (см. Тони-Дарья) 552
 Кангакыр останец 337, 466, 468, 544
 Кансай долина 200, 353
 Капланкыр плато, обрыв 43, 44, 65, 253—255, 295, 466, 539
 Капылларкыр урочище 259, 334
 Кара-Базар перевал 203
 Карабиль возвышенность (в предгорьях Паропамиза) 21, 29, 39, 40, 47, 49, 56, 64, 67, 227, 230, 247, 322, 329, 345—347, 387, 391, 393, 476, 528, 531, 563—565, 588, 592

- Карабиль** гора (в Гаурдак-Кугитангском районе) 484
Карабильское плато (см. Карабиль, предгорья Паропамиза) 345
Кара-Богаз-Гол залив 11, 17, 19, 33, 42—44, 58, 65, 80, 170, 171, 173, 211, 212, 252—254, 257, 260, 263, 266, 270, 304, 306, 308, 318, 457, 458, 462, 463, 510, 516, 528, 537, 540, 541, 542
Кара-Богаз-Гол поселок 521, 527, 529
Карабогазские косы (см. Северная Карабогазская коса и Южная Карабогазская коса) 306, 307, 509
Карабогаз-Туаркырский район (геол.) 503, 505, 507
Карабурун пик (жерло грязевого вулкана) 354
Карагауданская предгорная гряда 249, 290
Карагёз хребет 556
Кара-Даг горы 43, 356, 361, 362, 364, 375
Караелчи долина 397
Караелчи хребет 397
Караиман колодцы (в Кумсебшенской впадине) 463
Караيمان колодец (в Б. Балхане) 83, 110
Кара-Кала поселок 53, 178, 379, 528, 530
Каракалинский оазис 48
Кара-Калинский район (адм.) 48, 58
Каракалинский район (район г. Кара-Кала) 177, 180, 559
Кара-Калпакская АССР, Кара-Калпакия II, 48, 66, 189, 467
Каракумский канал 30, 32, 47, 50, 59
Каракумский район (эконом.) 56, 57, 59, 61
Каракумы (Туркменские или Закаспийские) песчаная пустыня 11—13, 16—19, 21, 22, 25, 26, 29—32, 45, 46, 50, 54, 58, 59, 61—64, 66, 80, 110, 170, 207, 248, 250, 260, 268, 280, 303, 304, 306, 309, 317, 321, 323, 326—330, 339, 341—343, 347, 349, 387, 389, 394, 398, 399, 458, 475, 478, 481, 503, 510, 519, 523, 525, 527, 531, 533, 535, 538, 543, 547, 549, 574, 580, 586—591
Карамулла родник 308
Каранки ущелье 402
Кава-Текин сел. 224
Каратенгир мыс 260
Каратепе (Худай-Даг) урочище 272, 277, 310, 409, 432
Кара-Томак сел. 523
Караумбет урочище 255
Карачагыл колодец 82—87, 367
Карачек гора 401
Карачернек бугор (см. Куйджок) 409
Карашов впадина, солончак 43, 44, 50, 65, 172, 173, 237, 320, 463, 464, 471, 535, 539, 540, 579
Караэлем колодцы 110
Караэлемская долина 352
Карельская АССР 13
Карлюк сел. (кишлак) 484, 530, 566
Карлюкская пещера 566
Каррычерля колодец 325
Карын-Ярык впадина 44, 535, 540, 541
Каскырбулак родник 261, 266
Каспийская впадина 302, 586
Каспийская область (географ.) 587, 588
Каспийское море, Каспий 10, 12, 17, 23, 28, 31, 38, 40, 42, 48, 51—53, 57, 64, 65, 103, 104, 108, 250, 256, 259, 304, 306—308, 311—313, 315, 318, 321, 325, 327, 328, 330, 332, 336, 338, 340, 343—345, 347, 349, 353, 355, 390, 391, 417, 420, 424, 430, 440, 472, 500, 502, 503, 507, 509, 528, 531, 536—538, 541, 542, 544, 547—549, 552—555, 562, 563, 586, 588—592
Каттауртау (Каттаур) горы 128, 159, 484, 488
Каушут-Хан-Бент плотина 324
Кафаклы колодец 93, 120
Каш река 49, 50
Кеймир грязевой вулкан 423, 438, 554
Кеймир урочище 275, 277, 281, 311, 420, 424, 437, 508, 516
Кемиро-Чикишлярский район (геол.) 58, 280, 302, 354, 430, 503, 515, 518, 519
Келатачай (Душак) речка 50, 133, 221, 402
Келатское ущелье 185
Келиф ж.-д. станция 550
Келифский Узбой цепь солончаков 46, 50, 345, 549, 550
Кельджи гора 153
Келькор солончак 42, 45, 50, 310, 311, 328, 413, 552, 553
Кельте-Чинар речка 183, 221, 224, 387, 388, 398, 404, 407
Келят (Келятский) хребет 397, 401, 403, 560
Келята ж.-д. станция 221, 298, 402, 404, 529, 560
Келятинская предгорная гряда 221, 249, 290—292, 402, 557
Кемальская впадина (Кемаль-Узбойская ложбина) 151, 309
Кемальский солончак 538
Кемаль-Узбойская ложбина (впадина) (см. Кемальская впадина) 43, 320, 538
Кемендере сухая долина 289
Кемпиртубе овраг 78, 489
Керки город 13, 46, 47, 51, 67, 244, 246, 247, 321, 476, 528, 529
Керлек колодец 371
Кетмен-Чапты горы 484, 565
Кетменчи бугор, урочище 192, 482
Кешеф-Руд река 387, 391
Кизыл-Аrvat город 13, 137, 214, 246, 286, 288, 309, 313, 322, 346, 389, 393, 395, 397, 400, 505, 513, 514, 516, 518, 528, 530, 560, 590
Кизыл-Арватский район (адм.) 53, 58
Кизыл-Атрек поселок 440, 530
Кизыл-Атрекский район (адм.) 48
Кизыл-Аяк поселок 530
Кизылбурун гора 270

- Кизылдыб долина 559
 Кизылкия возвышенности 68—70, 74—79, 90, 91, 106, 368, 369, 376, 460
 Кизыл-Чешме родник 178
 Кипящий Бугор (Кайнах) грязевой вулкан 438, 554
 Кировск поселок 528, 530
 Кировский район (адм.) 59
 Киши речка 50
 Кобек урочище 409, 413, 425
 Колж ж.-д. станция 214, 346, 397, 510, 557
 Козлы-Даг хребет 400, 401, 556, 558
 Кой-Кырлан гора (останец) 253—255, 339, 467, 468
 Коймат колодцы 320, 461
 Коймат-Даг обрыв, плато 170, 253, 255, 320, 539
 Кокджол урочище 356, 448
 Кокмиарская долина 497
 Комаровский поселок 223
 Копет-Даг горная система 11—13, 16, 20, 22, 25, 27, 30, 34, 37, 38, 40, 41, 45, 50, 51—53, 55, 58, 59, 52—67, 80, 110—112, 122, 123, 129—134, 137, 138, 140—143, 151, 163—165, 167, 169, 176, 190, 205—208, 222, 223, 243, 248, 249, 276, 277, 279—281, 286, 288—290, 293, 294, 297, 304, 313, 316, 317, 321, 343—352, 379—383, 385—396, 398—400, 402—405, 407, 415, 423, 425, 433, 435, 440, 472—474, 476, 506, 508, 512—514, 517, 518, 521, 523, 525—528, 531—534, 548, 550, 552, 553, 555—560, 564, 573, 574, 577, 579—581, 584, 585, 587, 590—592
 Копчугай кяриз 85
 Котуртепе бугор, урочище 409, 415, 425
 Коу источник 382
 Коу подземное озеро 122, 135, 136
 Коу хребет 401
 Кошабулак впадина 196
 Кошагыр горная гряда 174, 175, 561
 Кошаджультба гора 85, 86, 112, 365, 367
 Кошасейра гора (см. Кошаджультба) 113, 365
 Кошасейра — Порсух горная гряда (Огланлинская гряда) 42, 143, 264, 442, 560, 561
 Кошобинская впадина 211, 212
 Коштамыр возвышенность 350, 558
 Кош-Тюбе холм 193
 Краснодарск город 13—15, 17, 34, 57, 68, 80, 117, 118, 143, 148, 211, 265, 268, 269, 308, 312, 353—357, 362, 365, 373, 374, 376, 446, 447, 450, 451, 455, 507, 511, 521, 523, 527, 528, 530, 537, 544, 546, 570, 574, 581
 Краснодарская коса 42, 307, 509, 537
 Краснодарская область (адм.) 10, 57
 Краснодарский залив 14, 42, 298, 303, 446, 450—452, 537
 Краснодарский полуостров 15, 17, 20, 23, 28, 34, 42, 43, 64, 65, 110, 116, 164, 166, 167, 211, 213, 240, 242, 243, 245—248, 255, 258, 260, 261, 263—268, 270, 271, 285, 289, 294, 298, 299, 301—304, 306—309, 312, 313, 318, 383, 390, 421, 455, 457, 502—504, 506, 507, 516, 537, 570, 573, 574, 577, 586—590
 Краснодарский район (район г. Красноводска) 276, 356, 360, 364, 375, 376
 Краснодарское плато 17, 38, 42, 54, 65, 170, 211, 261, 266—271, 318, 319, 441, 450, 454, 456, 457, 472; 506, 507, 531, 537, 538, 552
 Краснодарско-Заузбойская область (геоморф.) (см. Заузбойский складчатый район) рис. 104 (вклейка)
 Краснодарско-Карабогазская приморская низменность 537
 Крым полуостров 109, 148, 203, 240, 254, 255
 Куба-Даг горная гряда 14, 15, 20, 23, 28, 42, 63—65, 111, 116—118, 129—131, 143, 144, 147—150, 160, 163, 168, 174, 175, 249, 263, 265, 266, 268—270, 300, 302, 313, 356, 359, 361, 367, 374, 387, 391, 420, 425, 440, 441, 446—454, 456, 506, 509, 575, 576, 584, 585, 592
 Кубасенгир мыс 116, 447, 450
 Кубатау гора 60, 71, 72, 156, 370, 373, 378, 379, 477, 481
 Кугитанг поселок 201
 Кугитанг-Дарья речка 47, 49, 60, 123, 352, 488, 498, 566, 567
 Кугитангтау хребет (Кугитангский хребет) 11, 12, 28, 31, 34, 39, 40, 47, 48, 50, 56, 60, 67, 68, 72, 74, 77—80, 96—98, 100—104, 106, 108—111, 123, 124, 129—131, 157, 159, 161, 162, 317, 373, 378—380, 382, 383, 484, 487—491, 550, 565—567, 570—574
 Кугунек гора (останец) 45, 549
 Кугунек колодцы 466, 471
 Куйджок (Качачернек) бугор 416, 425
 Куйляр гора 176
 Кукурт колодец 266, 269, 270, 308
 Кукуртата озеро, солончак 307
 Кулан-Даг урочище, обрыв 44
 Куланды полуостров 242
 Кулансай овраг 44
 Кулмач гора 286, 405, 556
 Кульджуктау горы 156, 195
 Кум-Даг гора 16, 58, 272, 273, 275, 277, 280, 409, 410
 Кумсебшен-Карашорский район (район Кумсебшенской и Карашорской впадин) 502, 503, 505—507
 Кумсебшенская впадина (Кум-Себшен) 43, 170, 303, 320, 471, 535, 540
 Кумсебшенский солончак 50
 Кунград город 60
 Кундлалянгтау горная гряда 484, 488, 488
 Кунузун-Даг хребет 350, 555
 Кунядарьинская аллювиальная равнина (см. Кунядарьинская дельта Аму-Дарьи) 236, 294, 298, 348, 590
 Кунядарьинская (Присарыкамьшская) дельта Аму-Дарьи 32, 240, 250, 331, 332, 339—341, 468, 477, 544, 551

- Куны-Дарья (см. Дарьялык) 340, 551
 Куны-Ургенч поселок 240, 469
 Куркулаб речка 50
 Куртли сел. 523
 Курт-Любиль урочище 352, 442, 560—562
 Куртыш колодец 236—239, 256, 464, 549
 Куртышская излучина Узбоя 465, 474
 Куртышские пороги Узбоя 326
 Куру-Гаудан сел., совхоз 523, 527
 Курунбай кладбище 251—253
 Куручай долина 397
 Куручайская гряда (предгорная) 181, 182, 220, 242, 401
 Курхуд хребет 391
 Куули озеро 23, 308, 537
 Кучан город 48, 521
 Кушка поселок 11, 13, 52, 227, 228, 231, 233, 355, 371, 373, 377, 383, 528, 530
 Кушка река 49, 50, 329, 564, 565
 Кушкинский район (район пос. Кушка) 230, 393
 Куянчик гора 72, 477
 Кызыл-Даг хребет 183, 407
 Кызылджа гора 220
 Кызылкумы, Приморские Кызылкумы пески (Прикаспийская низменность) 311, 553
 Кызылкумы песчаная пустыня (к востоку от Аму-Дарьи) 67, 131, 156, 164, 195, 198, 205, 241—243, 248, 348, 481
 Кызылкуп урочище 212, 306, 456
 Кызыл-кураз возвышенность 484
 Кызылкыр гора, урочище 119, 152
 Кызыл-Мазар урочище 486
 Кызылсай овраг 72
 Кыр колодец 269, 271, 307
 Кырк-Ашак хребет 397
 Кырк-Джульба урочище (Серные бугры) 543
 Кюрен-Даг (Казанджикский Кюрен-Даг) хребет 133, 134, 138, 140, 141, 143, 176, 177, 180, 214, 215, 217—220, 276, 285, 350, 395, 400, 408, 428, 431, 513
 Кюянын-Кюре обрыв (чинк) 42, 260—262, 265, 270, 313, 318, 367, 445, 450, 452
 Кююки пески 311
 Кяриз гора 112, 113, 115, 443, 445
 Кяризская долина 352
 Кяризские «ворота» 145
 Кяса-Корп хребет 397
 Кяфигшем колодец 152, 153
 Кяфигшемская горная гряда 91, 119
- Л**
- Лаба река 376
 Лансу речка 50, 185, 221, 398
 Ливанова банка подводный грязевой вулкан 417
 Лямабурун отрог Б. Балхана, гора 41, 113—115, 130, 145—147, 352, 443, 445, 452, 453
 Лянгар сел. 484
- М**
- Малик гора 568
 Малка река 376
 Малый Балхан хребет 17, 18, 20, 30, 39, 41, 64, 131—133, 137, 140, 142, 143, 151, 167, 169, 181, 204, 206, 213, 240, 242, 245, 276—284, 300, 302, 304, 311, 313, 317, 343, 349, 351, 352, 385, 388, 390, 407—409, 418—420, 424, 426, 428, 431—433, 506, 512—514, 517, 531, 533, 534, 552, 553, 560, 562, 563, 578, 584, 587
 Малый Гогран-Даг потухший грязевой вулкан 409, 416
 Малый Кавказ 377
 Мангит сел. (кишлак) 370, 477
 Мангышлак полуостров 17, 38, 50, 66, 78, 79, 107, 108, 110, 148, 164, 167, 169, 174, 185, 205, 211—213, 243, 257, 259, 302, 306, 458, 471, 500, 529, 571, 577
 Мансу колодец 461
 Маныш сел. 223, 523
 Маркоу хребет 398, 402, 404, 559
 Мары город 13, 49, 521, 523, 527, 529, 530, 546
 Марыйская область (адм.) 12, 59, 61
 Марыйский оазис (Мервский оазис) 49, 56, 323, 324
 Массинев хребет 404, 521
 Мауви сел. 527
 Маша пески (песчаные холмы) 554
 Меана сел. 530
 Меаначай речка 50, 186, 224, 226
 Межбалханский «коридор» (см. Балханский «коридор») 390
 Меловое плато 462
 Меручак сел. 52
 Мессериан развалины древнего города 437, 438, 517, 518
 Мессерианская равнина 312, 328, 553, 554
 Меулам родник 84, 86
 Мешед, Мешедкумы пески (песчаные холмы) 311, 554
 Мешед-Мессерианская равнина (см. Мессерианская равнина) 437
 Мешекли урочище 199
 Мешеход город 223, 406, 573
 Мешсер урочище 275—277, 420, 424, 437
 Милигуль урочище 409
 Мирза-Даг хребет 405
 Монах гора 231
 Монжуклы гора 18, 42, 272, 274, 275, 277, 278, 280—285, 409, 410, 413, 418, 419, 421, 519, 555
 Музлумхан холм 192
 Мукринская гряда 234, 244
 Мукры ж.-д. станция, поселок 484, 530
 Мургаб река 12, 13, 16, 18, 22, 30, 46—50, 53, 59, 66, 67, 213, 317, 321, 323—325, 327, 329, 330, 337, 338, 346—349, 475, 476, 532, 533, 535, 546, 547, 564, 565, 589, 591, 592

Мургабо-Тедженский район (эконом.)
56, 57, 59
Мургаб-Тедженское междуречье 47, 475,
563

Н

Нальчик город 243
Намарт урочище 211
Наразым сел. 481
Небит-Даг (Нефте-Даг) гора 17, 18,
42, 58, 272, 275—277, 280—284, 305,
337, 354, 409, 412, 413, 416, 419, 420,
425, 519, 555
Небит-Даг город 13, 113, 145, 530
Невтоновский поселок 398
Нефес-Мергенъ колодцы 262, 307
Нефте-Даг гора (см. Небит-Даг) 42,
421
Нижнеамударьинский район (эконом.)
56, 57, 60
Низменные Каракумы (Центральные и
Юго-Восточные) 32, 45, 164, 249, 295,
304, 309, 313, 321, 327, 336, 340, 341,
343, 345, 347—349, 456, 464, 466, 507,
516, 544, 546—548, 552, 587—590
Нукус город 192, 477
Нуратау хребет 71
Нуру-Мергенъ долина 352, 562
Нухур сел. 387, 397, 401, 403, 405
Нухурский горный узел 558
Нухурский район (район сел. Нухур)
177

О

Обой речка 219
Обой хребет 176—178
Обручевская степь. 46, 322, 337, 345,
346, 348, 589
Огланлинская горная гряда 42, 82, 85,
88, 114, 115, 143, 442, 445, 560
Огланлинская долина 352
Огланлы гора 113, 115, 116, 144, 145,
147, 443, 445
Огланлы поселок 174, 212, 213, 264
Огры-Даг горная гряда 91, 119—121
Огурчинский остров 509
Октумкумы пески 42, 319, 537
Омчалы гора 306
Омчалы (Умчал) полуостров, мыс 263,
265, 266, 270, 307
Останцовые Каракумы (см. Кырк-Джульт-
ба) 46

П

Палчаклы колодцы 468
Пальзан хребет 350, 404, 405, 555
Памир нагорье 48, 317, 322, 538, 550
Памиро-Алайская горная система, Па-
миро-Алай 316, 317, 344, 531, 550, 579,
585, 586
Пантыш речка 406
Паропамиз хребет 11, 45, 47, 56, 59, 63,
64, 67, 230, 248, 293, 316, 317, 324, 329,

345, 348, 387, 393, 476, 531, 549, 565,
585, 586, 588, 589, 592

Паропамиз-Гиндукушская горная систе-
ма 564, 565
Пароун-Даг хребет 139, 395, 400
Пендинский оазис 49
Перевал ж.-д. станция 279
Перевало-Айдинская гряда 277, 563
Передовая цепь Копет-Дага 25, 138,
140, 180, 220, 280, 292, 350, 386, 387,
389—400, 402, 403, 405, 407, 408, 433,
514, 555—558
Передовой хребет (см. Передовая цепь)
386, 397
Петроалександровск (Турткуль) город
13
Питняк сел. 476, 478, 482
Питнякский район (геол.) 26, 31, 110,
111, 169, 194—199, 206—208, 328, 478,
479, 503, 504, 544, 574
Понто-Каспийская область (географ.)
584
Попеляны сел. (в Латвийской ССР)
123
Порсайман долина 562
Порсу грязевой вулкан 438, 439
Приазовье 240
Приамударьинская равнина 565
Приамударьинский район (географ.) 24,
80, 242, 476
Приаралье 191, 208, 298, 300, 531
Прибалханский район (геол.) 272, 275—
277, 280, 281, 285, 306, 310—313,
408—411, 415—422, 425, 439, 502, 503,
515, 518, 587
Прикарабогазые 253, 255
Прикаспийская низменность, Прикаспий-
ская равнина (Прикаспий) 15, 16, 19,
20, 23—27, 29—31, 36, 39, 41, 42, 48,
53, 63—65, 107, 108, 248, 249, 258, 271,
274, 277, 278, 280, 281, 283, 285, 289,
301—304, 306, 309—311, 313, 322, 328,
351, 385—387, 390, 407, 408, 420—425,
427, 431, 433, 436, 439, 440, 441, 451,
452, 502—504, 508, 518, 519, 528, 531,
535, 547, 552, 554, 556, 562, 586—590
Прикопетдагская линия шоров 547
Прикопетдагская равнина, Прикопет-
дагский район (географ.) 325, 502—
504, 515, 519, 525, 550, 557
Прикопетдагский поперечно-грядово-шо-
ровый подрайон (геоморф.) рис. 107
(вклейка)
Прикопетдагский район (эконом.) 56—
59
Присарыкамьшская дельта Аму-Дарья
(см. Кунядарьинская дельта Аму-
Дарья) 325, 544
Пырнуар сел. 400

Р

Рабатское плато 389
Репетек ж.-д. станция 51—53, 530, 550
Репетекская песчаная станция 16, 20
Розовый Порсугель грязевой вулкан:

- (древний), озеро 354, 414, 415, 419, 420
- РСФСР 9**
 Русская равнина 542
 Рустам-Кала урочище 437
- С**
- Саарысу река (в Иране) 387, 391
 Сайнаксак пески 553—555
 Сакка родник 113
 Салахбент колодец 92
 Самантау возвышенность 484
 Самсоново поселок, ж.-д. станция 530
 Сангу-Даг хребет 404, 405
 Сансыз колодец 472
 Саргас поселок 306
 Сарыкамьшская впадина (котловина), Сарыкамьш 11, 15, 16, 18, 19, 25, 31, 40, 44, 45, 64, 66, 189, 191, 236—239, 250, 253—255, 259, 260, 317, 326, 331, 332—338, 341, 348, 349, 457, 458, 465—467, 469—471, 503, 504, 535, 540, 542, 544—546, 549, 552, 588, 590, 591
 Сарыкамьшские озера (современные) 546
 Сарыкамьшко-Ассакауданская древне-озерная впадина (совокупность впадин Сарыкамьшской и Ассакауданской) 544
 Сарыкамьшское озеро (высохшее), Сарыкамьшский бассейн 16, 325, 326, 332—337, 341, 349, 465, 466, 531, 544, 545, 549, 551, 552, 591
 Сарыкамьшко-Хорезмская низменность 44, 46
 Сарысу река (в Казахстане) 340, 348
 Сары-Ченграк обрыв (чинк) 42
 Северная Америка 203
 Северная Африка 168
 Северная Карабогазская коса 43, 259, 306
 Северная Киргизия 108
 Северная Туркмения, Северный Туркменистан 256, 260, 471, 542
 Северное Приаралье 252
 Северное Прикарабогазье 25
 Северные (Заунгузские) Каракумы 25, 29, 45, 46, 64, 66, 236, 241, 245, 247, 249, 293—296, 300, 302, 457, 465, 467, 472, 474—476, 542, 586, 588, 590
 Северный Афганистан 205, 243, 244, 248
 Северный Иран 110, 123, 226, 248, 303, 304, 573, 574, 579, 582
 Северный Кавказ 109, 132, 147, 148, 154, 167—169, 205, 212, 213, 218—220, 236—239, 245, 247, 252, 376, 378, 390, 469, 570, 578, 581
 Северный Прикаспий 304, 543, 554
 Северный Устюрт 298
 Северный Хорасан 16, 403
 Северо-Восточный Иран 228, 230, 243, 248, 249
 Северо-Западный Туркмения 317
 Сеиткердери гора 176
 Секизхан родник 178
 Секиз-Яб речка 405, 407, 559
- Сераны сел. 406
 Серахс поселок 49, 530, 546, 564
 Серахская дельта Теджена 546
 Серахский оазис 49
 Серахский район (адм.) 59
 Серные бугры останцы 21, 23, 29, 156, 169, 237, 238, 294, 295, 467
 Серный Завод поселок 45, 511, 530
 Сибирь 128
 Советский канал 324
 Соимонова бухта 117, 118
 Средиземноморская область (географ.) 233
 Среднеамударьинский район (эконом.) 56, 57, 60
 Средняя Азия 11, 19, 25, 51, 59, 61, 87, 89, 93, 103, 104, 108, 116, 132, 205—207, 209, 214, 217, 218, 227, 228, 230, 241, 243, 248, 371, 502, 519, 570—572, 579, 582
 Средняя Европа 167
 Сталинабад город 13
 Старая Неса древнее поселение 521
 Суе мыс 257, 306
 Суиримчек колодец 270
 Султан-Санджар озеро, впадина 196, 544
 Султануиз-Даг хребет 71, 72, 131, 156, 166, 192, 195, 355, 370, 373, 378, 469—471, 476, 477, 481, 570, 574, 577
 Сульмен колодец 267, 269
 Сумбар река 12, 39, 48, 55, 140, 176, 388, 403, 405, 407, 556, 558, 559
 Сумбарская долина 350, 351, 405, 555, 558, 559
 Сундзо гора 176
 Сундукли останец 550
 Сундукли пески 47, 60
 Сунчи родник 382
 Сурхан-Дарья река 48
 Сурхантау хребет 101
 Сухтакю хребет 399
 Сыр-Дарья река 342
 Сыртлани гора 42, 271, 272, 274, 277, 280, 281, 312, 409, 555
 Сюнт-Хосар-Даг хребет 555
 Сягирим-Даг хребет 404
- Т**
- Тагара гора 200, 201, 484
 Таджикская ССР, Таджикистан 79, 102, 104, 205, 208, 571, 575, 582
 Такыр ж.-д. станция 325
 Тарымкая останец 333, 337, 466, 468, 544
 Тахиа-Таш поселок 192, 194
 Тахта-Базар поселок, ж.-д. станция 49, 52, 528, 530
 Ташакыр развалины 244, 480, 481
 Ташауз город 13, 52, 530
 Ташаузская область (адм.) 12, 60, 61
 Ташкепри ж.-д. станция, поселок 329, 530
 Ташкудук колодцы 455
 Таш-Курган сел. 484

- Ташлы колодец 308
Ташлыдере овраг 82, 85, 113
Теджен город 13, 39, 66, 521, 530
Теджен (Гери-Руд) река 11, 12, 18, 30, 45—50, 53, 59, 66, 317, 321, 325, 329, 346, 347, 349, 387, 475, 532, 533, 535, 546, 547, 564, 589, 591, 592
Тедженский район (адм.) 59
Текеджик горная гряда 151, 473, 474, 538
Термез город 15, 51, 123, 550
Терсакан колодцы (в Туаркырском районе) 172, 173
Терсакан речка (в Копет-Даге) 48, 208
Тоголек колодцы 172, 173
Тони-Дарья сухое русло 552
Торгойдыар («Синие горы») хребет 395, 400
Торонглинское ущелье 277
Трой гора 176
Туар колодцы 69, 70, 90, 93, 119, 120, 320, 368, 376, 461
Туаркыр горная гряда 43, 78, 91, 106—112, 119, 131, 152, 164, 165, 204, 205—211, 213, 214, 240, 320, 356, 456, 458, 465, 471, 472, 517, 532, 539, 570—572, 574, 579, 584, 587
Туаркыр район (геол.) (см. Туаркырский район) 14, 17, 23, 50, 58, 64, 65, 68, 70, 71, 74, 77—79, 319, 368, 373, 377, 383, 456, 457, 464, 476, 502, 506, 516, 573—575, 577, 579, 580, 581
Туаркыр-Койматский район (геоморф.) 538
Туаркырский район (геол.) 14, 17, 23, 25, 32, 33, 43, 63, 66, 68, 70, 71, 74, 77—79, 89, 94—96, 105—111, 117, 118, 120—122, 130, 131, 151, 153, 160, 163, 166, 167, 169, 170—176, 185, 188, 190, 208, 209, 250, 300, 302, 303, 368, 376, 538
Тузкыр останец 337, 544
Туранская низменность, Туран 38, 343, 565
Тургай река 340, 348
Тургай-Даг бугор 409, 425
Турган-Дарья река 484
Туркмено-Хорасанские горы, горная система 39, 64, 65, 248, 291, 300, 301
Туркменские или Закаспийские Каракумы песчаная пустыня (см. Каракумы) 12, 38, 45
Турткуль город 15
Тырнов хребет 181, 182, 397, 401, 403, 560
Тюбегатан возвышенность 123, 297, 484—486, 565, 566
Тюб-Караган полуостров 255
Тюз-Мерген овраг 113
Тюлюкли грязевой вулкан 438
Тюя-Муюн урочище 48, 110, 111, 296, 331, 482, 551
Тюя-Муюнская излучина Аму-Дарья 236, 551
Тязя-Тапылан гора 401
Тянь-Шань горная система 579, 586
- У
- Узбекская ССР, Узбекистан 11, 21, 26, 30, 33, 39, 47, 67, 68, 71, 72, 77, 78, 96, 102, 112, 123, 157, 160, 163, 355, 356, 378, 385, 477, 484, 493, 495, 565, 567—569, 571, 581, 582
Узбой (Западный) сухое русло 15, 16, 22, 25, 31, 32, 43, 44, 45, 50, 66, 170, 172, 173, 250, 253, 258, 260, 295, 306, 309, 311, 315, 322, 323, 325, 326, 328, 332, 333, 335—338, 349, 441, 457, 458, 462, 463, 465, 466, 471—475, 503, 504, 538—540, 544—546, 549, 552, 591
Узек-Даг гора 289, 556
Узунада урочище, бывш. поселок 53
Узункудук колодец, урочище 487, 488
Узун-Су ж.-д. станция 395, 400
Украинская ССР, Украина 11, 252, 255
Улитопа хребет 402, 404
Ульмас горы 484
Умчал мыс (см. Омчалы) 263
Унгуз цепь впадин 16, 22, 40, 45, 46, 50, 66, 294, 337, 465, 467, 472, 474, 475, 507, 535, 542, 543
Урал река 123
Урал горная система 378
Урунджук урочище 272, 277, 409, 411, 420
Устюрт плато 11, 13, 17, 25, 26, 38, 40, 44, 50, 54, 64—66, 170, 191, 236, 237, 242—244, 250, 251, 254—256, 295, 298—300, 302, 321, 332—335, 337, 457, 458, 463, 469, 470, 472, 473, 500, 531, 533, 539—542, 544, 577, 581, 589
Устюртско-Каракумская область (географ.) 241, 243, 298, 300, 301
Уфра полуостров 117, 118, 308, 356, 358, 359, 361, 374, 446, 447, 449, 450, 454, 507
Учагызчай овраг 44
Уч-Аджи ж.-д. станция 169, 188, 322, 323, 472, 475, 476, 530, 546
Учиджак урочище 482
Учтаган, Учтаганкумы пески 43, 44, 54, 65, 320, 463, 471, 539, 540
Учучак урочище 198
Ушак колодец 266
- Ф
- Фергана межгорная впадина 93, 106, 205, 228, 241, 490
Фирюза поселок 406, 527, 530
Фирюзинка речка 50, 407, 559
Франция 109
- Х
- Хазар-Меджид хребет 403
Халач поселок 530
Халмаджи колодец 253, 254
Хальват гора 398, 402
Ханака река 102
Ханбаагыкумы пески 311

Ханкую колодец 324, 546
 Хан-Яб канал 324
 Харвар хребет 183, 184, 402, 407
 Хас долина 560
 Хейрабад сел., метеорологическая стан-
 ция 52, 53, 406, 521
 Хивинский залив (высохший) 549
 Ходжа-Булан долина 399
 Ходжа-Булан сел. 186, 224—226.
 Ходжа-Гургурата хребет (см. Байсун-
 тау) 484, 565
 Ходжакалинская долина 401, 405
 Ходжа-Киям могила 488
 Ходжасу колодец, родник 210, 211
 Ходжейли город 13, 192, 194, 468—470,
 477, 482
 Хорасан провинция в Иране 223, 387
 Хорезм, Хорезмский оазис 11, 24, 44, 45,
 48, 50, 53, 67, 195, 337
 Хорезмская впадина 337
 Хорезмская дельта Аму-Дарья 551
 Хорезмская низменность 542
 Хосар-Даг хребет 350, 405
 Худай-Даг урочище (см. Каратепе) 272,
 310, 409

Ц

Центральная Азия 51
 Центральная Туркмения, Центральный
 Туркменистан 499, 515
 Центральное Предкавказье 240
 Центральные Каракумы 16, 18, 21, 22,
 25, 29, 41, 45, 51, 61, 63, 64, 66, 156,
 188, 204, 206, 207, 244, 250, 300, 304,
 321—323, 328, 337, 346—348, 387, 390,
 471—476, 502, 504, 505, 511, 543, 546,
 550, 586, 589
 Центральный Иран 579
 Центральный Копет-Даг 27, 39, 48, 132—
 136, 139—141, 181, 182, 185, 186, 204,
 207—209, 220, 221, 224, 226, 230, 242,
 246, 249, 288, 290—292, 298, 299, 382,
 386—388, 398, 401—407, 509, 513, 557,
 558
 Центральный Устюрт 458
 Центральный шор 475

Ч

Чаалджа гора 176
 Чаачай речка 50, 186, 225, 393, 528
 Чагала урочище 306
 Чаган пески 337, 547
 Чагыл колодцы 74, 320
 Чаирли останцовые горы 93, 119
 Чакмаклы-Чонга гора 228, 371, 372, 377
 Чалбурун мыс 253—255
 Чалой колодцы 83, 84
 Чандыр река 39, 48, 140, 388, 403, 405,
 407, 555, 556, 558, 559
 Чандырская долина 350, 351, 558, 559
 Чапан гора 39
 Чарджоу город 13, 30, 47, 51, 60, 61, 66,
 192, 235, 244—247, 321, 332, 330, 475,

481, 529, 530, 550
 Чарджоуская область (адм.) 10, 60
 Чаршанга ж.-д. станция, поселок 528,
 530
 Чарышли колодцы 341, 465
 Чат сел. 528, 530
 Чаштепе мыс 240, 470
 Чекан-Кала сел. 178
 Челекен полуостров 14, 15, 17, 18, 29,
 42, 58, 271—278, 280—284, 302, 304,
 305, 310, 312, 353, 354, 417—421, 425,
 429, 509, 516, 518, 519, 521, 552, 553.
 Челекен поселок 528, 530
 Челекенская коса 509
 Челекенский пролив (высохший) 552
 Челюнкыр плато, обрыв (Челюнкры)
 43, 44, 65, 253—255, 295, 320, 473, 474,
 531, 539
 Чермен-Яб сухое русло 552
 Черноморский бассейн 587, 591
 Чехословакия 252
 Чешме колодцы 546
 Чикишляр сел. 18, 354, 528, 530, 554
 Чикишлярская сопка грязевой вулкан
 272, 438
 Чильдухтар урочище 11
 Чильмамедкумы пески 23, 43, 44, 64—
 66, 153, 258, 263, 266—268, 303, 306,
 309, 319, 320, 326, 454, 457, 462, 463,
 506, 537, 538, 590
 Чохран возвышенность 42, 272, 419
 Чохрок долина 559
 Чу река 340, 348
 Чуйчак сел. 484
 Чункак холм 192

Ш

Шагал сел. 480
 Шамли сел. 223, 523
 Шах-Адам горы 43, 356, 358—364, 374,
 375, 377, 446
 Шахлибурун отрог Б. Балхана, мыс 41,
 443
 Шахпахты впадина 239, 242, 253
 Шах-Сенем развалины древней крепости
 250, 251, 295, 468
 Шахудзя гора 406
 Швейцария 252
 Шейх-Арык урочище, сел. 198, 199
 Шерлоук сел. 559
 Ширабад-Келифская горная гряда 203.
 Ширабадский район (адм.) 568
 Шорджа впадина (в Ю.-В. Устюрте)
 189, 190, 466, 469, 471
 Шорджа колодец (у Малого Балхана)
 563
 Шорджа урочище (у северной окраины
 Сарыкамышской впадины) 333
 Шорли урочище (угленосная площадь)
 81, 84, 86, 87, 103, 105
 Шур-Гассан сел. (кишлак) 244
 Шурджа речка 186

Э

- Эзет гора 214, 219, 220, 286, 405
 Эйшем гора 176, 179
 Экиз хребет 395, 397
 Эльбурс хребет 110, 132, 299, 387, 390,
 391, 393, 420, 518
 Эльджик урочище 330, 476, 478, 480,
 481
 Эмба река 300
 Эмбенский район (геол.) 190, 191, 242
 Эрек-Даг (см. Душак) 181
 Эстонская ССР 13
 Эшеканкренкыр урочище 25, 46, 295,
 466—468, 544

Ю

- Юго-Восточная Туркмения 100, 247
 Юго-Восточное Закавказье 243
 Юго-Восточные Каракумы 16, 22, 25,
 29, 30, 32, 45—47, 49, 60, 64, 66, 188,
 244, 246, 247, 293, 294, 321, 322, 327,
 328, 330, 337, 343—345, 347—349, 471,
 475, 476, 529, 546, 548, 550, 564, 586,
 588
 Юго-Восточный Устюрт 169, 189—191,
 205, 207, 236, 245, 250, 252, 294, 457,
 465, 468, 579, 584
 Юго-Западная Туркмения, Юго-Запад-
 ный Туркменистан 52, 56, 271, 322,
 424, 519, 554

- Юго-Западные Кызылкумы 243, 244, 293,
 295, 341—343, 348
 Юго-Западный Таджикистан 297
 Юго-Западный Устюрт 17, 456
 Южная Европа 168
 Южная Карабогазская коса 42, 265, 306,
 307
 Южная Туркмения 387
 Южно-Каспийская впадина (впадина
 Южного Каспия) 243, 302, 417, 583,
 586
 Южно-Мангышлакское плато, Южный
 Мангышлак 11, 43, 44, 54, 64—66, 250,
 257, 258, 301, 302, 306, 313, 321, 458,
 533, 540, 541
 Южные Каракумы (см. Низменные Ка-
 ракумы) 45
 Южный Узбекистан 109, 297, 575
 Юрактыбе урочище 488

Я

- Ягман ж.-д. станция 376, 451, 452
 Ягман урочище, угольные копи 82, 86—
 88, 103, 105, 107
 Ягман-Даг горная гряда 85, 86
 Ялмакуи колодцы 279
 Яловач гора 286
 Янаджи колодец 322
 Янгаджа ж.-д. станция 150, 174
 Янгысу родник 171
 Яндыжакыр останец 333
 Ясхан озеро 258, 472

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

- Аален, ааленский ярус 83, 84, 107
 Адждеринская синклиналь (см. Ходжакалинская синклиналь) 392
 Аджикуинский пережим (тектонич.) 512
 Айбугирская антиклиналь 457, 470, 471, 477
 Айдинский структурный выступ, Айдинское поднятие 394, 512
 Айнабулакский купол 494, 497, 499
 Аккырская муфта 510
 Акрабатская антиклиналь 494, 495, 497, 499
 Актагская синклиналь 297
 Актепинские слои 221, 248, 290, 297
 Акчагыл, акчагыльский ярус 17, 65, 249, 258, 259, 261, 264—271, 276—289, 292, 293, 295, 304, 349, 351, 357, 389, 396, 407, 410, 413, 416—419, 422, 433—435, 439, 441, 443—448, 450, 453, 454, 456, 472—474, 539, 549, 556—558, 563, 587
 Акчагыл верхний, подъярус 261, 267—279, 281, 289
 Акчагыл нижний, подъярус 261, 266, 267, 281, 289
 Акчагыл средний, подъярус 261, 266—268, 280, 289
 Акчагыльский век, акчагыльское время 258—260, 279—281, 293, 301—304, 344, 414, 418, 519, 563
 Акэсерская погребенная структура, Акэсер 423, 427, 439
 Аладаг-Мессорианский вал 518
 Аладаг-Мессорианский максимум силы тяжести 458
 Аладагская антиклиналь 289, 433
 Аладагская группа брахиантиклинальных складок 427, 435
 Аладжеринская антиклиналь 405
 Алайский ярус 217, 218, 226—228, 231, 234, 235, 371
 Альб, альбский ярус 131—134, 138, 140—144, 149—152, 154—156, 158, 163, 167, 169, 174, 183, 206, 267, 366, 381, 382, 388, 393, 395, 396, 402, 404, 433, 441, 444, 446, 447, 459, 462, 464, 466, 473, 497, 558, 559, 561, 566, 578
 Альб верхний, подъярус 141—144, 150—152, 155, 158, 162, 163, 177, 178, 185, 200, 203, 461, 463
 Альб нижний, подъярус 138, 140, 144, 152, 155—158, 161, 168
 Альб средний, подъярус 141, 142, 144, 150—152, 155, 158, 162, 463
 Альбский век, альбское время 134, 138, 140, 141, 143, 147, 149, 150, 154, 155, 166, 168, 188, 206, 354, 578
 Альмурадская антиклиналь 492, 494, 497, 498
 Альмурадская свита 158, 159, 486, 496
 Альпийская геосинклинальная область 36, 505, 506, 508, 511, 514
 Альпийская складчатость, альпийские складчатые (горные) сооружения 64, 248, 384, 385, 489, 490, 500, 501, 532
 Альпийские тектонические (орогенические) движения, альпийский диастрофизм, альпийский тектогенез, альпийское горообразование 62, 63, 65, 67, 131, 247, 317, 384, 388, 441, 452, 482, 490, 505, 506, 555, 567, 583
 Аманбулакская свита 69, 70, 74—78, 90, 369, 370, 460
 Андезиты (пол. ископ.) 59
 Андийская фаза тектонических движений (см. новокиммерийские тектонические движения) 575
 Апт, аптский ярус 132—134, 138, 140, 143, 144, 147, 149, 151, 152, 154, 163, 167, 169, 292, 366, 367, 381, 382, 393, 396, 402, 404, 433, 441—444, 446, 447, 459, 461, 462, 497, 558, 561
 Апт верхний, подъярус 138—141, 143, 144, 150, 152, 154, 158, 160, 168
 Апт нижний, подъярус 138—140, 149, 150, 152, 160, 168, 398
 Аптский век, аптское время 134, 138, 140, 147, 149, 154, 160, 166, 167, 354, 577, 578
 Апшерон, апшеронский ярус 28, 259, 261, 268—271, 281—286, 289, 290, 304, 310, 349, 351, 353, 357, 407, 412, 418, 422, 425, 535, 436, 439, 446, 473, 518, 563, 587
 Апшерон верхний, подъярус 281, 282, 285, 410, 518
 Апшерон нижний, подъярус 272, 281—285, 410, 412, 416, 419
 Апшерон средний, подъярус 271, 278, 282—285, 353, 410—412, 416, 419, 518

- Апшерон-Нижнекуринская депрессия (тектонич.) 424
 Апшеронский век, апшеронское время 259, 270, 282, 285, 304
 Аральский ярус 252
 Аравская синклиналь 397
 Аргиллитовая подсвета (пермь Туаркыра) 75—77
 Арчман-Нухурский складчатый узел 392, 396, 397, 405
 Асельминский горст 406
 Асрякдагская антиклиналь 402
 Ассакауданский прогиб 457, 458, 466
 Аулатская свита 161, 162
 Ашхабад-Бахарденская антиклиналь (Главная передовая антиклиналь Центрального Копет-Дага) 397, 398
 Ашхабадская депрессия (тектоническая) (см. Бами-Ашхабадская депрессия) 393
 Ашхабадское землетрясение 1 мая 1929 г. 521, 522, 528
 Ашхабадское землетрясение 6 октября 1948 г. 32, 37, 523—528, 592
- Б**
- Бадхызская свита 229
 Базар-тюбинское месторождение полиметаллов 382
 Базартюбинская зона разломов 382
 Байос, байосский ярус 81—84, 97—100, 107, 109, 145, 367, 376, 441, 442, 445, 453, 490, 491
 Байос верхний, подъярус 90, 100, 102, 109
 Байос нижний, подъярус 84, 98, 99
 Байосский век, байосское время 84, 87, 88, 105, 109, 110, 573
 Бакинский век, бакинское время 312, 313, 322, 341, 389, 419, 518, 589, 591
 Бакинский ярус 28, 283—285, 304, 305—312, 337, 345, 351, 409—416, 419—421, 425, 429, 504, 518, 589
 Балаишемские структурные террасы 424, 432, 512
 Балаханская свита (Апшеронский полуостров) 586
 Балаханская синклиналь (Гаурдак-Кургитангский район) 485, 487, 488
 Бами-Ашхабадская депрессия (тектонич.) 512, 513, 517, 518
 Барит (пол. ископ.) 27, 58, 130, 379, 381, 382
 Барито-витеритовые месторождения 380, Баритовые месторождения 379—381, 407
 Баррем, барремский ярус 133, 144, 147—149, 153, 158—160, 357, 395, 400, 433
 Баррем верхний, подъярус 137, 138, 144, 145, 147, 149, 151, 158, 160, 396, 398
 Баррем нижний, подъярус 133, 134, 136, 137, 144—147, 149, 154, 158, 160, 396, 401
 Барремский век, барремское время 136, 137, 147—149, 152, 155, 159, 164, 354, 453, 577
 Бат, батский ярус 81—83, 85—87, 94, 96, 97, 99, 101, 104, 110, 367, 441, 442, 445, 490
 Бат верхний, подъярус 109
 Бат нижний, подъярус 86, 102, 109, 117
 Баталпашинская свита 240
 Батский век, батское время 85, 86, 88, 100, 130, 573
 Бахчинская брахисинклиналь 404
 Бахчинский сбросо-сдвиг 406
 Бейнеуская антиклиналь 89, 91, 119, 151, 170, 457, 459, 461, 462, 473, 510
 Бекдаш-Красноводский вал 507—509, 516, 517
 Бекдашский максимум силы тяжести 509
 Бекдашское поднятие 509
 Белая (белоглинская) свита 237, 239
 Белекская погребенная структура 425, 426
 Белекская седловина (тектонич.) 511
 «Белых доломитов» свита (титон Большого Балхана) 115
 «Белых мергелей» свита (средний эоцен Красноводского п-ова) 212
 «Белых фораминиферовых мергелей» свита (верхний мел Копет-Дага) 186
 Бентонитовые глины, бентониты (пол. ископ.) 23, 58
 Биналуд-Аладагская складчатая зона 391
 Биргутлинская синклиналь 478
 Бокситовые, бокситоподобные породы (пол. ископ.) 79, 91, 572
 Бокульджа антиклиналь 415
 Большебалханская антиклиналь 82, 85, 86, 112, 115, 131, 143, 147, 149, 174, 212, 298, 352, 365, 429, 441—445, 450—453, 455, 457, 510, 511, 561
 Большебалханский массив 118, 143, 514
 «Большого Солончака» антиклиналь 414
 Боядагская антиклиналь, Боя-Даг 281, 283, 416, 417, 419, 422, 425—427, 429, 431
 Боядагская зона поднятия 426
 Боядаг-Сыртланлинская антиклиналь 426
 Бром (пол. ископ.) 23
 Бугдайлинская переходная зона (тектонич.) 424, 425, 427, 435, 438, 515
 Бугдайлинская погребенная структура 427, 435, 436
 Бургуи-Ясханская мульда 510, 512
 Бурдигальский ярус 250, 251
 Бурдигальское время 251
 Бухарский век 241, 247, 582
 Бухарский ярус 187, 189, 217, 218, 222—227, 230, 234, 235, 241, 247, 481, 484, 487

В

- Валанжин, валанжинский ярус 115, 118, 123, 131, 132, 134, 135, 144—149, 151—153, 158, 159, 169, 357, 388, 396, 448, 450, 486, 576
- Валанжин верхний, подъярус 144, 146, 158
- Ванновская (Фирюзинская) брахисинклираль 404
- Вариссийские тектонические движения, вариссийский орогенез, вариссийское горообразование 62, 248, 471, 482, 489, 490, 570—572, 574, 578, 579
- Вельд 128
- Верхнеаптское время 138, 140, 141, 150, 160, 161, 164, 577
- Верхнебайосское время 84, 85, 99, 102
- Верхнебатское время 100, 110
- Верхнекаспийский ярус 305
- Верхнелаясовое время 83, 107, 108
- Верхнемеловая эпоха, верхнемеловое время 27, 35, 132, 143, 151, 169, 204—206, 320, 339, 342, 437, 577—580
- Верхнемиоценовое время 256, 257, 263, 302, 464
- Верхнепалеозойское время 570, 571
- Верхнеплиоценовое время 248, 258—260, 303, 344, 456, 471, 586—588
- Верхнесантонское время 193, 194
- Верхнесарматское время 263, 291, 301, 302
- Верхнетриасовая эпоха, верхнетриасовое время 78, 79, 572
- Верхнеузбойский прогиб 457, 466, 467
- Верхнехвалынский подъярус 305, 308, 309, 312
- Верхнечетвертичное время 339, 340, 344, 348—351
- Верхнеэоценовое время 245, 582
- Верхнеюрская эпоха, верхнеюрское время 89, 96, 102, 111—113, 118, 125, 128, 133, 151, 164, 265, 452, 464, 573—576
- Верхняя карабильская свита (неоген Бадхыза и Карабиля) 588
- Верхняя континентальная свита (батский ярус Кугитангтау) 99, 101
- Визейский ярус 74
- Витерит (пол. ископ.) 27, 58, 379, 381, 382
- Витеритовые месторождения 379, 407
- Восточно-Гяурский сдвиг 407
- Восточно-Закавказская депрессия (тектонич.) (см. Ашперон-Нижнекурильская депрессия) 302
- Восточно-Копетдагская впадина (тектонич.) 244
- Восточно-Прибалханская группа складок 425, 426
- Восточно-Ферганский угленосный район 104, 108
- Восточно-Шахманский прогиб 437
- Восточный Аманбулак, месторождение угля 92, 95

Г

- Газы горючие углеводородные (пол. ископ.) 58, 304, 491, 517
- «Ганч» (глинистый гипс, пол. ископ.) 60
- Гасанкулийская погребенная структура 439
- Гауданская антиклиналь 392, 404
- Гаурдакская антиклиналь, Гаурдакский купол, Гаурдакское поднятие 22, 26, 110, 131, 157, 485—487, 493, 494, 496—498
- Гаурдакская свита (толща) (соляно-гипсовая свита) 124, 125, 127—130, 158, 353, 484, 486—491, 566
- Гаурдакское месторождение калийных солей 127
- Гаурдакское месторождение серы 60, 199, 486
- Гаурдак-Тюбегатанская антиклиналь 297, 483—486, 488, 493, 495, 496
- Гечинская погребенная структура 427, 439
- Гельветский ярус 252
- Гельгурденская погребенная структура 427, 437
- Геоктеринская брахиантиклиналь 461
- Гермабский сброс 406
- Герцинские сооружения 525
- Гин-Гол брахиантиклиналь 397
- Гипс (пол. ископ.) 58, 148, 168, 315, 575
- Главная передовая антиклиналь Восточного Копет-Дага 392, 396, 398
- Главная передовая антиклиналь Западного Копет-Дага 392, 395—398, 400—403
- Главная передовая антиклиналь Центрального Копет-Дага 392, 396, 397
- Главный антиклинорий Копет-Дага 387, 403
- Главный Копетдагский надвиг (главный надвиг термальной зоны) 379, 382, 389, 400—402, 524, 525, 556, 585, 587
- Главный Монжуклинский сброс 411—413, 430
- Главный Небитдагский сброс 413
- «Глауконитово-кварцевая» свита (альб Копет-Дага) 141
- «Глауконитовых песчаников» свита (апт Копет-Дага) 138
- «Глинисто-алевролитовая» свита (альб Копет-Дага) 141
- Глины (пол. ископ.) 61, 111
- Гогайри антиклиналь 415
- Гограндагская погребенная структура 436
- Гокленкуосинская антиклиналь (Карашорская) 151, 457, 463, 464, 466, 467, 474
- Горячего ключа свита 218
- Готерив, готеривский ярус 131—136, 144—146, 148—153, 158—160, 357, 396, 400, 448
- Готерив нижний, подъярус 135, 136, 146
- Готуратинская «складка» 402
- Гравий (пол. ископ.) 58

Граниты (пол. ископ.) 58, 60
 «Грубозернистых песчаников» свита
 (нижняя юра Кугитангтау) 97
 Гугуртлинская брахиантиклиналь 480
 Гюргянский горизонт 305, 310
 Гяур антиклиналь (на п-ове Челекен)
 414
 Гяурская антиклиналь (в Восточном
 Копет-Даре) 132, 138, 181, 183—185,
 209, 210, 221—224, 226, 230, 241, 245,
 290, 292, 387, 388, 392, 398, 402, 403,
 407

Д

Дагаджик, месторождение озокерита 414
 Дагирмандаг-Келятский надвиг 401
 Дагирмандагская антиклиналь 401
 Дагмансынгская свита 226
 Данатинская антиклиналь 289, 405, 407,
 426, 427, 431, 433, 434
 Данатинская впадина (тектонич.), Да-
 натинская синклиналь, Данатинский
 прогиб 514, 515, 517
 Данатинская свита 216, 218, 220
 Дарганатинская брахиантиклиналь 480
 Дарганатинское поднятие 479—481
 Дарджа-Большебалаханская монокли-
 наль 428, 511, 512
 Дарджинская погребенная структура
 426, 428, 512
 Датский век, датское время 173—175,
 177, 180, 184, 186, 187, 191, 192, 209,
 210, 240, 580
 Датский ярус 169—171, 173—177, 180,
 182, 184—188, 191—192, 203—205, 210,
 212, 214, 222, 224, 227, 233, 236, 237,
 388, 396, 399, 433, 445, 453, 459, 462,
 463, 466, 470, 487, 538, 539, 561, 580,
 581
 Даяхатынская брахиантиклиналь 480
 Девон, девонская система 570
 Девон верхний, отдел 70, 72, 378
 Девон нижний, отдел 71
 Девон средний, отдел 70, 72, 378
 Девянако антиклиналь 402
 Дегерменджикский сбросо-сдвиг 406
 Делилийская погребенная структура 427,
 437
 Денгизкульская антиклиналь 481
 Дервишская синклиналь 428
 Джагатайская складчатая зона 391
 Доггер (средняя юра) 81, 99, 104, 106,
 391, 561
 Докембрий 376, 570
 Докембрийское время 376, 570
 Долomit (пол. ископ.) 169
 Дориканитовые слои 78
 Древнекеммерийские тектонические дви-
 жения 464, 471
 Дуунчинская мульда 512
 Дынгильская (Курузундагская) анти-
 клиналь 405

Е

«Ежовый» горизонт 202
 Елисуйская синклиналь 401

Елисуйская «складка» 402
 Ельгелинское поднятие 510
 Емишаллы антиклиналь 405
 Ербентский вал (тектонический) 511
 Еройланская фаза вулканической дея-
 тельности 230, 371

Ж

Железорудные месторождения 489
 Жильные месторождения 27, 28, 130,
 379, 380, 383

З

Западно-Боядагская погребенная струк-
 тура 425
 Западно-Зирикская погребенная струк-
 тура 433
 Западно-Копетдагская впадина (текто-
 нич.) 244
 Западно-Малобалханская погребенная
 структура 426, 428, 433
 Западно-Туркменская депрессия (см.
 Прикаспийская депрессия)
 Западно-Челекенские сбросы, Западно-
 Челекенская зона разлома 430, 431
 Западный Аманбулак месторождение
 угля 95
 Западный Небит-Даг участок месторо-
 ждения нефти 273, 428
 Заунгузская свита 249, 295, 296, 322,
 334, 339, 341, 342, 348, 349, 466, 468
 Заунгузское поднятие, Заунгузская зо-
 на поднятий 331, 465, 475, 507, 551
 Заглинская антиклиналь 457, 468, 475,
 507
 «Зеленых сланцеватых и песчаных
 глин» свита (палеоген Большого Бал-
 хана) 213
 Зинданская свита 104
 Зиракевская свита 184
 Зирикская антиклиналь 405, 427, 433,
 435, 437
 Зона крупных *Globigerina* 217
 Зона планктонных фораминифер 217—
 219
 Зона *Acanthoplites jacobii* 141, 143, 162,
 161
 Зона *Acanthoplites nolani* 141, 143, 155,
 238
 Зона *Acarinina crassaformis* 217, 218,
 238
 Зона *Anahoplites intermedius* 142, 151,
 155
 Зона *Anahoplites rossicus* 142
 Зона *Belemnitella americana* 191
 Зона *Belemnitella lanceolata* 198
 Зона *Belemnitella mucronata* 198
 Зона *Bolivina* 217, 219
 Зона *Globigerinoides conglobatus* 217
 Зона *Globorotalia angulata* 214, 217, 218
 Зона *Globorotalia aragonensis (velascoensis)* 217, 218, 238
 Зона *Globorotalia ex gr. canariensis* 217,
 218
 Зона *Globorotalia subbotinae* 237, 238
 Зона *Hoplites dentatus* 142, 143, 150, 155

- Зона *Leymeriella terdefurcata* 141, 143, 155, 162
 Зона *Peltoceras transversarium* 126
 Зона *Pervinquieria inflata* 142

И

- Игдинская мульда 511
 Изаткулийская погребенная структура 427, 437
 Известняки (пол. ископ.) 58, 59, 61
 Ильялинская синклинали 392, 395, 400, 403
 Иод (пол. ископ.) 23
 Иодо-бромные воды 58, 304
 Иомудская континентальная серия 249, 264, 287, 288, 290—293, 295—297, 301, 302
 Исфаринский ярус 217, 219
 Ичкеджарская антиклиналь 478, 479

К

- Кабаклинское поднятие 480, 481
 Кавказская геосинклинали 164, 388
 Казанджикская депрессия (тектонич.) 508, 512—514, 517, 518
 Казанджикское землетрясение 4 ноября 1946 г. 522, 523, 528
 Казганчайская свита 249, 292, 557
 Кайнозой, кайнозойская группа 68, 205, 210, 329, 393, 420, 425, 438, 501—503, 506—508, 510, 511, 513, 570
 Кайнозойская эра, кайнозойское время 210, 501, 503, 580
 Каледонские тектонические движения 570
 Калигресская свита 158, 160, 161
 Калийные соли (пол. ископ.) 28, 33, 60, 130, 158, 485, 488, 495, 575
 Калийных солей месторождения 24, 124, 130, 199, 485, 488, 491, 493
 Каменноугольный период, каменноугольное время 570
 Кампан, кампанский ярус 171—173, 175, 177, 179, 181, 187, 189—191, 195, 196, 208, 209, 462, 470, 580
 Кампан верхний, подъярус 186, 187
 Кампанский век, кампанское время 172, 173, 177, 184, 185, 187, 190, 192, 579, 580
 Камышдджинская погребенная структура 437
 Кансайский розовый пролювий 353
 Каплянкырская мегаантиклиналь 510, 511
 Карагагачское месторождение полиметаллов 379, 382
 Карагагачская зона разломов 382
 Карабахшинский вал (тектонич.) 511
 Карабильская свита (неоген Бадхыза и Карабиля) 329
 Карабильская свита (титон г. Гаурдак-Кугитангского района) 128, 129, 131, 158, 159, 486, 496, 497
 Карабогазольское месторождение мирабилита 17, 23, 58

- Карабогаз-Ербентский вал (тектонич.) 507—509, 511, 513, 514, 517
 Карабогазская антиклиналь 463
 Карабулакская антиклиналь 481
 Караган, караганский горизонт 250, 253, 255, 261—263, 286—288
 Караганское время 253, 262, 298, 299
 Карагауданская свита (серия), карагауданские молассы 221, 224—226, 246, 249, 290—292, 294, 297, 389, 396, 557, 583
 Карадашлинская погребенная структура 436
 Кара-Елчи месторождение киновари 379
 Каракалинская складчатая зона 514
 Каракумская депрессия (тектонич.) 464, 472, 473, 475, 476
 Каракумская платформа 390, 394, 505, 512, 517, 518
 Каракумская толща (свита) 249, 295, 309, 310, 322, 323, 328, 330, 337, 340, 341, 343—349, 351, 472—474
 Каракумские месторождения серы 16, 18, 21, 23, 33, 61, 295
 Каракумский «шельф» 390, 394, 395
 Каратекинская свита 186
 Каратепинская антиклиналь, Каратепе (в Прикаспийской низменности) 277, 408, 410, 413, 415, 417, 420, 425, 426—431
 Каратепинская брахиантиклиналь (в Копет-Даге) 398
 Карачекский покров 401
 Карбон, каменноугольная система 74, 378
 Карбон нижний, отдел 73, 74, 378, 489, 570
 Карбон средний, отдел 376, 378
 Кариканских конгломератов толща 353
 Кармарская погребенная структура 435
 Каспийский ярус 304, 305
 Каттаурская антиклиналь 492, 494, 497, 498
 «Кварцевых песчаников» свита (палеоген Копет-Дага) 222, 580
 Кварцитов свита (палеозой Султануиз-Дага) 71, 72
 Кеймиро-Чикишлярская зона, депрессия (тектонич.) 280, 424, 425, 427, 435, 437—439, 515, 518
 Кеймир-Чикишлярский максимум силы тяжести 439
 Келатская антиклиналь (Главная передовая антиклиналь Восточного Копет-Дага) 392, 398, 399
 Келловей, келловейский ярус 94, 96, 111—115, 117, 119, 121, 122, 125—127
 Келловей верхний, подъярус 119—121, 126
 Келловей нижний, подъярус 119, 120
 Келловей средний, подъярус 119, 120, 121, 128
 Келловейский век, келловейское время 86, 101, 112, 113, 116, 121—125, 128—130, 574
 Кельдженская антиклиналь 462

- Кельденский вал (тектонич.) 510
 Келькорская синклиналь 428, 432
 Кельтечинская (Манышская) синклиналь 221
 Келятинская антиклиналь 397, 401
 Кемальская антиклиналь 151, 170, 456—458, 462, 463
 Кемальский вал (тектонич.) 510
 Кендерлинская свита 215, 216, 218—220
 Кешиньбаирская антиклиналь 525
 Кешиньбаирская свита 292
 Кызыларватский структурный выступ 512—514, 518,
 Кызылатрекая депрессия (тектонич.) 424, 425, 427, 439, 515
 Кызылатрекая погребенная структура 427, 440
 Кызылатрековский минимум силы тяжести 439
 Кызылбаирская антиклиналь 408, 514
 Кызылбаирский максимум силы тяжести 433
 Кызылбаирский «мост» (тектонич.) 513, 514
 Кимеридж, кимериджский ярус 111—114, 118, 122, 125, 127, 357
 Кимериджский век, кимериджское время 111, 115, 116, 122—124, 128, 130, 131, 453, 475
 Киммерийская складчатость 65
 Киммерийские тектонические движения 62
 Киноварь (пол. ископ.) 379—382, 490
 Киновари месторождения 379—381
 Кир (пол. ископ.) 58
 Кишмишли антиклиналь 414
 Клансейский горизонт 138
 Кобекская погребенная структура, Кобек, 417, 420, 422, 425—430
 Койкырланское поднятие 468
 Кокмярское куполовидное поднятие 494, 497, 499
 Кок-янгакское угольное месторождение 106
 Конгломератовая подсвита (пермь Туаркыра) 75—77
 Конка, конкский горизонт 250, 251, 253—256, 261—263, 286—288, 290, 291, 294, 296, 299, 341
 Кошкское время 253—256, 291, 299
 Коньяк, коньякский ярус 171, 172, 177—179, 193—196, 198
 Коньякский век, коньякское время 172, 177—179, 192, 198
 Копетдагская геосинклиналь 79, 244, 245, 248, 297, 298, 388, 404, 452, 572, 573, 575—578, 582, 584
 Копетдагская линия термальных источников 400
 Копетдагская предгорная впадина, Копетдагская депрессия (см. Прикопетдагский предгорный прогиб) 164, 245, 246, 298, 391, 393
 Копетдагская складчатая система 18, 65, 164, 388, 390, 403, 508, 514, 555
 Копетдагская термальная зона 27, 391, 394, 399, 400, 402, 403
 Копчугайские песчаники 84
 Котурская свита, котурские песчаники 214, 216, 219, 245
 Котуртепе месторождение серы 415
 Котуртепинская погребенная структура, Котуртепе 417, 420, 425, 428, 429
 Коу брахиантиклиналь 397
 Коун нижний, подсвита 217, 218
 Коун средний, подсвита 217, 218
 Кошабулакская антиклиналь 478, 479
 Кошагырская мульда 512
 «Коштамырский» пенеплен (коштамырская поверхность денудации) (см. коштамырско-палызанская поверхность древней аккумуляции) 389, 558
 Коштамырско-палызанская поверхность древней аккумуляции 559
 Кошаузская свита (см. гаурдакская свита) 124, 130, 158, 490
 Красноводская мульда 454, 456, 507, 508, 511, 512
 Красноводские землетрясения 521
 Красноводский купол 509
 Красноводский максимум силы тяжести 423, 509
 Красноводское землетрясение 1895 г. 417, 519, 528
 Красноцветная толща, красноцветная свита, красноцвет (неоген Прикаспийской низменности) 33, 249, 271—277, 301, 302, 354, 410, 412, 413, 415, 416, 418, 425, 428—430, 436—439, 504, 586
 Красноцветная толща (неоком Туаркыра) 152, 153
 Красноцветная толща (титон Куба-Дага) 118, 448
 Красноцветная толща (титон—неоком Гаурдак-Кугитангского района) 128, 494—497, 567, 583
 Кубадаг-Большебалханская мегантиклиналь 424, 428, 456, 508, 510, 511
 Кубадагская антиклиналь 143, 440, 441, 446, 450—454, 457, 511
 Кугитангская антиклиналь 72, 131, 297, 356, 378, 483—485, 489—491, 493—495, 498, 499
 Кугитангское месторождение каменного угля 90
 Куйджокская погребенная структура, Куйджок 420, 426, 427
 Куйлярская антиклиналь 392, 405, 435
 Кумдаг-Каратепинская мульда 428
 Кумдагская антиклиналь, Кумдагский купол, Кум-Даг 277, 413, 417, 419, 420, 425, 427—430
 Кумдагская зона поднятия 277, 427, 428
 Кумдагское месторождение нефти (Кум-Даг) 33, 277
 Кумсебшен-Гокленкуюсинское поднятие 511
 Кумсебшенская антиклиналь 151, 457, 463
 Кумская свита 237—239

- Кундалянская антиклиналь 494, 498
 Кунузундагская антиклиналь (см. Дын-
 гильянская антиклиналь) 392
 Куртепинский сброс 430
 Куртсунский разрыв 406
 Куртышское поднятие 511
 Куругауданская антиклиналь 525
 Куручайская «складка» 402
 Кучанские землетрясения 1893 и 1895 гг.
 519, 528
 Кушкинская фаза вулканической дея-
 тельности 228, 229, 371
 Кызалинские складки 480
 Кызылкупская погребенная структура
 425, 427, 428
 Кызылкупская свита 341—343, 348
 Кызылкупская синклиналь 426, 428, 432
 Кызыл-Мазар месторождение каменной
 и калийных солей 485
 Кызылкуразский купол 494
 Кызылташская свита 158, 159
 Кюрендагская антиклиналь 289, 392,
 395, 396, 399, 400, 403, 427, 433, 434,
 514
 Кюряннская свита 249, 261—265, 269,
 366, 441, 442, 444—446, 452, 453
 Кязизская свита 211—214, 240, 580
- Л**
- Лейас (нижняя юра) отдел 81, 84, 89,
 90, 104, 106, 108, 109, 368, 376, 377,
 391, 490, 491, 561
 Лейас верхний, подотдел 82, 84, 87, 97—
 99, 106—109, 367
 Лейас нижний, подотдел 87, 97, 98, 104,
 105, 107
 Лейас средний, подотдел 97, 98
 Лейасовая эпоха, лейасовое время (см.
 нижнеюрская эпоха) 89, 102, 105, 107,
 572, 573
 Лиролеписовые слои, слои с *Lyrolipis*
caucasica Rom. 213
 Лудлоуский ярус 70, 71
 Лузитан, лузитанский ярус (верхняя
 часть оксфордского яруса) 124, 485,
 491
 Лузитанское время 124
 Лялиманская антиклиналь 494, 496,
 497
 Лямабурунская антиклиналь 443
 Лянгарская антиклиналь 483, 484, 493
 Лянцеолятовая зона 198
 Лярабийские тектонические движения,
 лярабийский тектогенез 210, 388
- М**
- Маастрихт, маастрихтский ярус 171,
 173, 180, 181, 186, 187, 189, 190, 191,
 195, 196, 198, 199, 203, 209, 470, 580,
 581
 Маастрихт верхний, подотдел 192
 Маастрихтский век, маастрихтское вре-
 мя 173, 180, 184, 187, 189—192, 198,
 199, 579, 580
 Майданшахское месторождение кино-
 вари 382
 Майкопская свита, майкоп 216, 217,
 220, 240, 246, 247, 286, 297, 388,
 469
 Маликская синклиналь 483—485, 487,
 488, 494, 495, 497, 568
 Малобалханская антиклиналь 407, 426,
 514
 Мальм (верхняя юра) отдел 111, 388,
 391, 403, 490, 561, 565
 Мангышлакская фаза тектонических
 движений 571
 Манышская синклиналь (см. Кельтечи-
 нарская синклиналь) 221, 392, 404
 Маркоу брахантиклиналь 397
 Массаетский ярус 217
 «Массивных известняков» свита (неоком
 Б. Балхана) 146
 Массинев антиклиналь 392, 404
 Меанинская свита 186
 Медь, медная руда (пол. ископ.) 24, 58
 Межбалханская депрессия, Межбалхан-
 ская впадина (тектонич.) 512
 Межбалханский межгорный прогиб 512,
 517
 Мезозой, мезозойская группа 16, 21, 35,
 62, 63, 65, 67, 77, 80, 103, 104, 107, 124,
 265, 367, 376, 378, 384, 393, 400, 409,
 416, 421, 424, 425, 430, 432, 434, 435,
 438, 439, 447, 454—456, 458, 473, 489,
 490, 492, 501—504, 506—508, 510, 512,
 513, 517, 518, 525, 538, 570
 Мезозойская складчатость 391, 482, 499,
 517
 Мезозойская эра, мезозойское время 15,
 19, 63, 388, 452, 503, 506, 517, 571
 Мел (пол. ископ.) 61
 Мел, меловая система 16, 18, 19, 24,
 31, 63—67, 89, 96, 100, 112, 130, 131,
 144, 145, 147, 149, 152, 159, 164, 209,
 211, 223, 253, 261, 264, 275, 288, 292,
 293, 295, 327, 328, 344, 350, 388, 390,
 391, 393, 395, 398, 399, 405, 407, 408,
 419, 427, 433, 434, 436—438, 442, 443,
 445, 447, 450, 453—457, 463, 468, 469,
 471, 474, 475, 480, 482, 484, 486, 489,
 490—492, 506, 508, 510—513, 515, 517,
 519, 524, 544, 559, 562, 564, 581
 Мел верхний, отдел 67, 131, 143, 157,
 169, 170, 174—176, 180, 181, 183, 185,
 187—189, 191, 192, 195, 199, 200, 203—
 205, 208, 235, 237, 382, 388, 395, 399,
 402—404, 433, 437, 441—444, 446, 447,
 454, 458, 461—464, 467, 469, 470, 475,
 477—482, 484—487, 494, 506, 510, 539,
 555, 558, 566, 580, 581
 Мел нижний, отдел 112, 114, 119, 122,
 131—133, 143, 145, 149, 151, 156—158,
 163, 164, 166, 169, 200, 353, 365, 379,
 380, 382, 400, 407, 458, 461, 484, 486—
 488, 496, 498, 538—540, 555, 566, 576,
 578
 Меловой период, меловое время 62, 118,
 133, 159, 265, 272, 388, 453, 464, 470,
 516, 517, 525, 557, 569, 572, 576, 580

- Мергели (пол ископ.) 59
 Мессерлианская погребенная структура 427, 437
 Мессерлианская складчатая зона 424, 425, 427, 437, 438, 515, 517—519
 Мешеклинская антиклиналь 478, 479
 Мешхед-Кучанский разрыв 391
 Миасерская погребенная структура, Миасер 277, 423, 427, 437, 439
 Миоцен подотдел 65, 66, 170, 189, 239, 249, 259—261, 268, 272, 277, 286, 287, 290, 293—295, 302, 320, 334, 335, 339, 348, 437, 444, 453, 455, 458, 463—471, 475, 539, 556, 560, 585
 Миоцен верхний 249, 250, 256, 257, 261, 263, 264, 287, 288, 291—294, 301
 Миоцен нижний 221, 224, 246, 250, 264, 290, 294, 296—298, 584
 Миоцен средний 221, 246, 250—252, 260, 261, 287, 290, 291, 294, 459, 466, 468, 469, 539
 Миоценовое время 248, 251, 260, 261, 264, 265, 286, 297, 298, 301—303, 389, 430, 450, 452, 453, 456, 464, 470, 473, 494, 495, 557, 561, 567, 585—587
 Мирабилит (пол. ископ.) 58, 289, 303
 Мирабелльская антиклиналь 415
 Монжуклинская антиклиналь, Монжуклинский купол, Монжуклы 281, 411, 412, 417, 420, 422, 425—432
 Монжуклы II погребенная структура 425
 Монжуклы-Кумдагские сбросы 430
 «Морских отложений байоса» свита 90, 99
 Мукринская синклираль 297, 483, 484, 494
 Мукронатовая зона 198
 Мурад-Керрик брахиантиклиналь 397
 «Мысканата» свита 193, 194
 Мэотис, мэотический ярус 257, 541
 Мэотический век, мэотическое время 257, 302, 585
- Н**
- Надакчагыльские конгломераты (см. кешиньбаирская свита) 292, 389, 396, 559
 Надрифовые известняки (верхняя юра Кугитангтау) 127, 382
 Надсарматские конгломераты, надсарматская свита (см. казганчайская свита) 396, 557, 558
 Намюрский ярус 378
 Наразымская антиклиналь 235.
 Наутилоидовая свита 184
 Нацкого складка, антиклиналь 397, 401
 Небитдагская антиклиналь, Небитдагский купол, Небит-Даг 18, 23, 273, 277, 281, 413, 415—417, 419, 421, 422, 426, 427, 429, 431
 Небитдагское месторождение нефти, Небит-Даг 277, 413
 Невчайтагская погребенная структура 427, 437
 Неоген отдел — 17, 23, 31, 35, 63—67, 144, 174, 212, 214, 220, 229, 234, 236, 240, 247, 249, 250, 259, 271, 286, 287, 290, 293—297, 304, 322, 329—331, 345, 367, 398, 404, 424, 427—429, 431, 436, 437, 441, 442, 444—446, 450, 457, 463, 467, 468, 471, 474—476, 479—482, 500, 501, 506, 512, 513, 518, 519, 525, 537, 564, 565, 567, 586, 590
 Неогеновая эпоха, неогеновое время 27, 31, 63, 65, 224, 247, 248, 260, 297, 367, 384, 390, 423, 450, 475, 476, 501, 508, 513, 518, 525, 558, 561, 567, 569, 583
 Неоком надъярус 18, 20, 82, 113, 115, 132—134, 137, 138, 143—145, 147, 151—153, 163, 167, 169, 221, 267, 292, 352, 365, 366, 375, 381, 395, 398—404, 406, 407, 441—447, 451, 453, 459, 461, 462, 495—497, 525, 555, 556, 558—563
 Неокомское время 110, 145, 147, 152, 166, 169, 453, 561
 Нефеская седловина 509
 Нефть (пол. ископ.) 12, 21, 58, 60, 111, 129, 271, 277, 280, 304, 491, 517
 Нефтяные месторождения 15, 36, 111, 304, 413, 491
 Нижнеальбское время 138, 150, 155, 161, 577
 Нижнеаптское время 139, 140, 149, 150, 154, 160, 161, 164
 Нижнеапшеронское время 285
 Нижнекаспийский ярус 305
 Нижнемеловая эпоха, нижнемеловое время 25, 35, 113, 124, 128, 132, 133, 144, 164, 167—169, 309, 320, 517, 576—579
 Нижнемиоценовое время 252, 298, 584
 Нижнеолигоценное время 246
 Нижнепалеозойское время 68, 72, 73
 Нижнеплиоценовое время 257, 258, 260, 301—303
 Нижнесарматское время 257, 260, 263, 291, 298—301
 Нижнехвалынский подъярус 305, 308, 309, 311, 347, 554
 Нижнечетвертичное время 321, 322, 325—327, 334, 339—341, 343, 347—350, 441, 533, 547
 Нижнеэоценовое время 240
 Нижнеюрская эпоха, нижнеюрское время 80, 81, 87, 88, 90, 91, 93—95, 101, 102, 105, 106, 108, 109, 111, 370, 452, 453, 461, 464, 569, 572, 574
 Нижние черные глинистые сланцы (верхний лейас — байос Б. Балхана) 82, 83
 Новокаспийский ярус (отложения с *Cardium edule* L.) 307—309, 311, 312, 338, 357, 412, 441, 444, 446
 Новокаспийское время 314, 315, 325, 329, 544, 591
 Новокиммерийские тектонические движения, новокиммерийская фаза тектонических движений 116, 124, 180, 145, 388, 464, 561, 575

О

- Обизарангская свита 72
- Обой-Данатинская виргация (антиклиналь) 392
- Обойская антиклиналь 178, 284, 395, 405, 427, 433, 434
- Обойская свита 216, 218, 220
- Овал-Товал погребенная структура 426
- Огланлинская свита 211—214, 247
- Огланлинский пережим (тектонич.) 512
- Огланлинское месторождение бентонитовых глин 223
- Озокерит (пол. ископ.) 58
- Озокеритовые месторождения 29, 414
- Ойландузский горизонт 219, 233
- Окарем-Кеймирская погребенная структура 427, 438
- Оксфорд, оксфордский ярус 111—115, 117, 119, 120, 122, 125—127, 357, 461, 485, 491
- Оксфорд верхний, подъярус 126, 128
- Оксфорд нижний, подъярус 123
- Оксфордский век, оксфордское время 111—113, 115, 116, 118, 121, 122, 128—130, 574
- Окузбулакская свита 158, 160
- Окузбулакское месторождение каменной и калийных солей 488
- Олигоцен подотдел 211, 212, 221, 224, 226, 230, 234—236, 246, 248, 249, 260, 293, 294, 296—298, 318, 371, 377, 388, 459, 466, 468, 482, 539, 542
- Олигоцен верхний 215, 216, 583
- Олигоцен нижний 213—216, 221, 227, 230, 236, 239, 240, 246, 467, 469, 470, 583; 584
- Олигоцен средний 215, 216, 240, 247, 469, 583, 584
- Олигоценное время 245, 247, 248, 250, 297, 495, 581, 583
- Онкофоровые слои 250—252
- «Оолитовых известняков» свита (неоком Б. Балхана) 136, 145, 146

П

- Палеоген отдел 8, 26, 35, 66, 67, 189, 191, 192, 195, 196, 203, 210—214, 219—222, 225—228, 230, 233—236; 246, 247, 249, 253, 254, 259, 261, 262, 264, 267, 268, 272, 275, 277, 286, 290, 293, 295, 339, 342, 354, 356, 371, 377, 384, 388, 390, 391, 395, 396, 398—402, 404, 427, 433, 434—438, 441—447, 454, 455, 457, 458, 463, 467, 468, 470, 474—476, 478—482, 493, 509, 513, 515, 517—519, 553, 556—558, 568, 564, 580—582
- Палеоген верхний 221, 249
- Палеогеновая эпоха, палеогеновое время 27, 35, 63, 184, 199, 240, 241, 247, 248, 251, 371, 423, 437, 453, 464, 470, 473, 476, 506, 508, 518, 519, 525, 557, 561, 567, 569, 572, 580—583
- Палеозой, палеозойская группа 28, 35, 67—74, 78, 82, 89, 90, 97, 101, 156, 157,

- 163, 241, 356, 370, 376—378, 439, 461, 481, 484, 490, 493, 494, 503, 504, 506, 507, 509, 538, 566, 570, 572, 573
- Палеозой верхний, подгруппа 3/8, 570
- Палеозой нижний, подгруппа 72, 377, 570
- Палеозой средний, подгруппа 69, 71, 72, 74, 75, 368, 377, 458—460, 464, 570, 571
- Палеозойская складчатость 391, 471, 482, 499, 503, 516
- Палеозойская эра, палеозойское время 31, 68, 70, 91, 370, 489, 501, 503, 516, 571
- Палеозойские тектонические движения 464
- Палеозойский фундамент 471, 477, 489, 490, 501, 503, 507, 509, 511, 565
- Палеоцен подотдел 180, 187, 211—213, 215, 222, 224, 227, 233, 236, 237, 241, 242, 246, 388, 399, 459, 466
- Палеоценовое время 180, 187, 210, 211, 240, 518, 581
- Пальзанская поверхность денудации (см. Коштамырско-Пальзанская поверхность древней аккумуляции) 559
- Патанский ярус 209
- Перевало-Айдинская антиклиналь 407, 512
- Пермо-триас 74, 464
- Пермский период, пермское время 70, 71, 74, 77, 78, 369, 571
- Пермь, пермская система 68, 69, 74, 79, 90, 368—370, 376, 377, 458—460, 571
- Пермь верхняя, отдел 516
- Пермь нижняя, отдел 378
- Пески строительные (пол. ископ.) 58
- Пестроцветная свита (нижняя юра Мангышлака) 107
- «Пестроцветных мергелей и известковых глин» свита (палеоген Красноводского п-ова) 212
- Песчаники строительные (пол. ископ.) 58
- «Песчаников и песчанистых известняков» свита (неоком Б. Балхана) 146
- Песчано-известняковая свита (батский ярус Кугитангтау) 100, 101
- Песчано-конгломератовая подсвита (пермь Туаркыра) 75, 76
- Песчано-сланцевая свита (батский ярус Кугитангтау) 100, 101
- Питнякская группа антиклинальных складок. Питнякское поднятие 24, 33, 67, 80, 157, 197, 236, 326, 478, 479, 481
- Плиоцен подотдел 63, 66, 261, 295, 319, 320, 326—328, 337, 347, 353, 408, 409, 411, 412, 417, 427, 441, 473, 480, 481, 519, 538—540, 543, 546, 547, 550, 554—557
- Плиоцен верхний 249, 258, 259, 265, 277, 286—290, 292, 293, 295, 321, 350, 351, 353, 389, 455, 534, 542, 557, 560, 588
- Плиоцен нижний 257, 261, 264, 286—288, 292, 293, 301

- Плиоцен средний 271, 277, 301
 Плиоценовое время 30, 264, 265, 286, 302, 303, 316, 317, 319, 334, 348, 384, 389, 390, 430, 450, 452, 454, 456, 473, 474, 476, 519, 533, 542, 555, 557—559, 561, 563, 585—591
 «Плитчатых известняков» свита (неоком Б. Балхана) 146
 Погруженный антиклиналей Западного Копет-Дага зона 423, 433
 Подакчагыльские конгломераты (см. надсарматские конгломераты) 291
 Позднехвалынский подъярус (см. верхнехвалынский подъярус) 305
 Позднехвалынское время 325, 544, 590
 Полиметаллические месторождения, полиметаллическое оруденение 379, 388, 407, 491
 Полиметаллы (пол. ископ.) 60, 491
 Понт, понтический ярус 257, 272, 276, 301
 Понт верхний, подъярус 302
 Понт нижний, подъярус 302
 Понт средний, подъярус 302
 Понтический век, понтическое время 257, 277, 302, 585
 Порсинская погребенная структура 427, 438, 439
 Порсокупская синклираль 170, 210, 462, 463
 Порфириты (пол. ископ.) 58
 Послехвалынский ярус 536
 Послехвалынское время 327
 Постплиоцен 404
 Постплиоценовое время 348, 427, 519
 Пра-Аму-Дарья древняя река 313, 317, 321—325, 328, 330, 337, 339—341, 343, 345—348, 472, 475, 538, 543, 547, 548, 588, 589, 591
 Пра-Зеравшан древняя река 342, 348, 589
 Предбалханская депрессия (тектонич. к северу от Б. Балхана) 424, 454
 Предальбурская депрессия (тектонич.) 246, 300
 Приамурдарьинская складчатая зона 469, 470
 Прибалханская депрессия (тектонич. к югу от Б. Балхана) 394, 408, 422, 425—427, 429—433, 504, 512, 514, 515, 518, 519
 Прибалханские структуры 421, 422, 428, 429
 Прикаспийская нефтеносная область 23
 Прикаспийская (Западно-Туркменская) депрессия (тектонич.) 276, 277, 280, 344, 385, 424, 439, 452, 506, 508, 514, 515, 518, 519, 585, 592
 Прикопетдагский предгорный (передовой) прогиб, Прикопетдагская депрессия (см. Копетдагская предгорная впадина) 248, 291, 297, 298, 300, 301, 303, 389, 394, 424, 476, 504, 506, 508, 512, 517, 589
 Продуктивная свита (юра Кугитангтау) 98, 99, 102, 104, 111
 Продуктивная толща (неоген Апшеронского полуострова) (см. балаханская свита) 504, 586
- Р**
- Ранневариссийские тектонические движения 570
 Раннехвалынский подъярус (см. нижнехвалынский подъярус) 305, 344
 Редкие металлы (пол. ископ.) 491
 Риштанский ярус 217, 219
 Ртуть, ртутная руда (пол. ископ.) 58
 Рудные месторождения 489, 491
 Русская платформа 191, 206, 577, 589
 Рустамкалинская погребенная структура 427, 437
 Рыбные слои (акчагыльский ярус Челекена) 303
 Рыбные слои (эоцен Красноводского п-ова и Мангышлака) 212, 213, 247
 Рэтский ярус, рэт 79, 87, 96, 98, 103—108
- С**
- Самсоновская антиклиналь 493
 Сантон, сантонский ярус 171, 172, 175—179, 189, 190, 192, 195, 196, 198, 581
 Сантон верхний, подъярус 193, 194
 Сантон нижний, подъярус 193, 194
 Сантонский век, сантонское время 579
 Саринский ярус 305
 Сармат, сарматский ярус 222, 249, 253—256, 261, 263, 272, 276, 286—288, 291, 292, 294—296, 301, 318, 389, 396, 400, 458, 459, 463, 465—469, 472—474, 539—542, 549, 560, 585
 Сармат верхний, подъярус 257, 276, 288, 291, 301
 Сармат нижний, подъярус 250, 254, 256, 257, 263, 288, 291, 294, 295, 300, 342, 541
 Сармат средний, подъярус 250, 256, 257, 276, 288, 291, 295, 300, 301, 341, 466, 541
 Сарматский век, сарматское время 255, 256, 263, 291, 299—301, 584, 585
 Сарыкамьшская мульда 467
 Сарыкамьшские озерные отложения 332, 333, 335, 340
 Сарыкамьшко-Верхнеузбойский прогиб 467
 Свинец, свинцовая руда (пол. ископ.) 58, 60, 130
 Свинцовых руд месторождения 130
 Северный вал (тектонич.) 511
 Северо-Каратепинская мульда 428
 Северо-Кызалинская антиклиналь 480
 Северо-Урунджукская антиклиналь, Северный Урунджук 409, 411, 417, 425, 426, 432
 Сеноман, сеноманский ярус 138, 143, 162, 169—171, 174—178, 181, 183, 187, 188, 195—197, 200, 204—206, 208, 279,

- 388, 396, 399, 433, 443, 445, 453, 459, 461, 463, 466, 482, 496, 556, 561, 563, 578
- Сеноманский век, сеноманское время 138, 156, 174, 175, 177, 178, 185, 188, 192, 196, 199, 207, 578
- Сенон надъярус 169, 174—177, 180—184, 186, 187, 200, 204, 205, 208, 209, 233, 235, 252, 396, 433, 445, 453, 459, 466, 469, 478, 487, 488, 555, 556, 562
- Сенон верхний 192, 199, 202—205, 208, 209, 236, 475, 482
- Сенон нижний 183, 187, 202, 205, 208, 482
- Сенонское время 170, 175, 177, 184, 186, 187, 189, 192, 207, 208, 210, 354, 579
- «Септариевая» свита (альб Копет-Дага) 140, 141
- «Септариевых глин» свита (апт-альб Копет-Дага) 138, 139
- Сера (пол. ископ.) 14, 24, 59, 60, 61, 230, 295, 486, 491, 575
- Серные месторождения 129, 304, 415, 467, 486, 491
- Силур верхний, отдел 70—73, 570
- Скобелевская брахиантиклиналь 404
- Скобелевская синклиналь 351
- «Слоистых известняков с *Orbitolina*» свита (неоком Б. Балхана) 146, 147
- Соли поваренной месторождения 488, 491
- Соль каменная (пол. ископ.) 130, 289, 303, 485, 495—499, 552, 575
- Соль поваренная (пол. ископ.) 14, 130, 488, 491
- Соляно-гипсовая свита (толща) (см. гаурдакская свита) 127—129
- Соляные месторождения 566
- Соризорская свита 225, 226
- Среднеакчагыльское время 267, 268
- Среднеапшеронское время 285, 304
- Среднекекеловейское время 126, 128
- Среднеоценовое время 251, 252, 256, 260, 263, 264, 297, 298, 464, 584
- Среднепалеозойское время 68, 71—73, 570
- Среднеплиоценовое время 301, 586
- Среднесарматское время 257, 300
- Среднеэоценовое время 242, 243, 245, 581
- Среднеюрская эпоха, среднеюрское время 80, 81, 87—89, 91—96, 98, 101, 105—110, 125, 128, 453, 569, 572—574
- Строительные материалы (пол. ископ.) 33, 58, 59, 304
- Суглинки (пол. ископ.) 61
- Сузакский век 241
- Сузакский ярус 217, 218, 221—228, 233, 235, 241, 247, 481
- Султансанджарская антиклиналь 196, 478, 479
- Султансанджарская свита 195—197
- Сульфат натрия (пол. ископ.)
- Сумбарская синклиналь 176, 397, 405
- Сумгаит верхний, подсвита 217, 218
- Сумгаит нижний, подсвита 217, 218
- Сумсарский ярус 217, 219
- Сурхандарьинская депрессия (тектонич.) 297
- Сыртланлинская антиклиналь, Сыртланли 281, 416, 417, 422, 425, 426
- Сюнт-Хосардагская антиклиналь 392

Т

- Тагаринская антиклиналь 494
- Тагаринский горизонт, тагаринские известняки 201, 496, 497
- Таджикская депрессия (палеотектонич.) 166, 199, 204, 223, 226, 228, 233, 241, 242, 244, 574, 577
- Таза-Черва месторождение полиметаллов 382
- Тазыкянская антиклиналь 415
- Тарханский горизонт 260—262, 298
- Ташарватские глинистые сланцы 85
- Ташкутанская свита 79, 87, 104, 489
- Ташкутанское месторождение угля (Таджикская СССР) 104
- Текинская континентальная серия 249, 289, 290, 293, 297
- Тенардит (пол. ископ.) 289, 303
- Термальная зона (см. Копетдагская термальная зона)
- Терсаканская погребенная структура 427, 433
- Тетис, море древних эпох 110, 129, 166—168, 205—207, 499, 573, 575, 579
- Тилля-Кан месторождение железных руд 489
- Титон, титонский ярус 111—114, 118, 122, 125, 127, 128, 144, 145, 147, 148, 158, 357, 375, 448, 486
- Титонский век, титонское время 111, 113, 115, 116, 122—124, 131, 145, 453, 575
- Ткварчельский угленосный район 105
- Тоарский ярус 83
- Тоголокская погребенная структура 427
- «Тонкоплитчатых песчанистых и мергелистых известняков» свита (неоком Б. Балхана) 145
- Торонглинская свита 277
- Тортон, тортонский ярус 252
- Торымбеурская свита 213—216, 219, 220
- Третичная система 8, 18, 20, 21, 31, 35, 62—64, 131, 169, 170, 188, 210, 334, 338, 393, 394, 395, 403, 405, 407, 408, 416, 433, 434, 438, 468, 473, 478, 479, 480, 484, 485, 491, 510, 523—525, 562
- Третичный период третичное время 63, 67, 131, 169, 233, 315, 317, 379, 384, 391, 453, 456, 464, 470, 490, 503, 532, 562, 565, 567, 580
- Триас, триасовая система 62, 77—79, 89—91, 458, 571
- Триас верхний, отдел 73, 77—79, 97, 98, 489, 572
- Триас нижний, отдел 68, 69, 74, 76—90, 459—461, 571
- Триас средний, отдел 79, 571

- Триасовый период, триасовое время 77, 79, 516, 571, 572
- Туаркыр-Ельгелинская мегантиклиналь 509—511
- Туаркырская антиклиналь 68, 74, 80, 89—93, 119, 131, 151, 152, 170, 210, 368, 457—463, 510, 516, 538
- Туаркырская (Восточно-Карабогазская) группа антиклинальных складок 19, 21, 66, 170, 298, 454, 457, 458, 462, 463, 465, 473, 474
- Туаркырская группа угольных месторождений 31, 103
- Туаркырский известняк (оксфорд Туаркыра) 121
- Туаркырский угленосный район 89, 106, 107
- Тузлучайская погребенная структура (брахиантиклиналь) 425—427, 433—435
- Тургайдагская антиклиналь, Тургай-Даг 420, 426, 427, 430, 432,
- Тургинский горизонт 128
- Туркестанский ярус 217—219, 224, 226—229, 231, 233, 235
- Туркмено-Хорасанская складчатая дуга 387, 391, 397, 403, 405, 406, 433
- Турон, туронский ярус 143, 169, 171, 172, 175, 176—179, 181—183, 187—190, 195—198, 200, 201, 204—208, 294, 396, 433, 445, 453, 459, 462, 466, 467, 469, 470, 482, 487, 579—581
- Турон верхний, подъярус 177—179, 193, 195, 202, 208
- Турон нижний, подъярус 177, 178, 193, 195, 197, 201, 207
- Туронский век, туронское время 170, 172, 175, 177, 178, 185, 188, 189, 190, 192, 198, 199, 207, 209, 578, 579
- Турткулевы тип рельефа 541
- Тырновский надвиг 401
- Тюбегатанская антиклиналь, Тюбегатанский купол 485, 493, 494, 496, 498
- Тюмююнская антиклиналь 196, 478, 479
- Тязятапыланский надвиг 401
- Тяньшанская геосинклиналь 570
- У**
- Угленосная свита (юра Большого Балхана) 23, 80, 88
- Угленосная свита (юра Мангышлака) 107
- Угленосная толща (юра Туаркыра) 21, 78, 89—92, 461, 464
- Уголь (пол. ископ.) 14, 58, 60, 91—93, 98, 110, 111, 491, 573
- Угольные месторождения 80, 445, 491, 573
- Узекдагская синклиналь 286, 289, 303
- Узунадинская погребенная структура 425, 427, 528
- Узункудукский грабен 494
- Узункудукский купол 494
- Улитопинская (Улитоп) брахиантиклиналь 397
- Унгузская синеклиза 507, 511
- Унгузская флексура 543
- Уртабулакская антиклиналь 481
- Урунджукский горизонт 310, 312
- Урунджук антиклинальная структура (см. Северо-Урунджукская и Южно-Урунджукская антиклинали) 277, 420, 426, 427, 429—431
- Урунджукская зона сбросов 411
- Учиджакская антиклиналь 478, 479
- Учкерсенская антиклиналь 480
- Учтаганская мульда 511
- Учтаганская синеклиза 509—511
- Учтаганский прогиб 295, 303, 457, 463, 464, 473
- Ф**
- Фирюзинская брахисинклиналь (см. Ванновская брахисинклиналь) 404
- Фирюзинский взброс 406
- Фоладовые слои 254, 255, 288, 299
- Фосфориты (пол. ископ.) 60, 61
- Х**
- Хадумский горизонт, хадумские слои 219, 236, 239
- Хазарский век, хазарское время 310, 312, 313, 322, 328, 337, 341, 420, 589
- Хазарский ярус 271, 304—311, 313, 344, 345, 351, 410, 413, 420, 447, 450, 454, 589
- Ханабадский ярус 217, 219
- Хангулийская погребенная структура 427, 436, 437
- Харварский взброс 404, 407
- Харьковский ярус 240
- Хвалынский век, хвалынское время 269, 313, 314, 318, 325, 336, 340, 349, 353, 420, 441, 536, 538, 562, 563, 590
- Хвалынский ярус 271, 304—306, 308, 309, 311, 326, 330, 337, 347, 352, 357, 412, 413, 420, 446, 454, 459, 562, 591
- Хивебадская антиклиналь 398
- Ходжабуланская свита 224 225
- Ходжа-Икан соляной купол 495
- Ходжакалинская (Аджидеринская) синклиналь 397, 405
- Худай-Даг антиклиналь (см. Каратеппинская антиклиналь), 408, 425, 427
- Хунчинский разрыв 406
- Хырсбулакская свита 195—197
- Ц**
- Цветных и редких металлов месторождения 380
- Целестин (пол. ископ.) 61, 382
- Целестиновые месторождения 382
- Центральная зона разломов (Прибалханская депрессия) 429, 431

Центральная Прибалханская зона поднятий 426, 428

Центрально-Каракумская зона поднятий 510, 511

Цинк, цинковая руда (пол. ископ.) 58

Ч

Чаалджинская антиклиналь 392, 405

Чаалджинская свита 214, 216, 218, 220

Чаачинская свита 186

Чаирли месторождение угля 92, 95

Чакмаклинские фазы вулканической деятельности (первая и вторая) 228, 229, 371

Чандырская синклиналиль 405

Чаштепинская синклиналиль 469, 470

Челекен месторождение нефти 14, 414

Челекенская антиклиналь, Челекен 281, 413—417, 419, 421, 422, 425—431

Челекенская свита, 271, 275

Челекенская седловина (тектонич.) 508

Четвертичная система 15, 28, 35, 63, 64,

66, 69, 73, 82, 144, 174 188, 240, 249,

264, 290, 293, 297, 304, 310, 315, 318—

321, 328—332, 336, 338, 339, 341, 343,

349, 350, 352, 353, 357, 369, 394, 408,

417, 418, 420, 423, 424, 429, 430, 437,

442, 443, 446—448, 450, 454—458, 464,

466, 469—471, 473, 475, 477, 479—481,

484, 495, 500, 501, 513, 519, 534, 546,

547, 549, 554, 560, 567, 568, 588, 592

Четвертичный период, четвертичное время 17, 23, 30, 35, 63, 65, 67, 236, 304,

312, 315—317, 319, 328, 329, 336—339,

347, 348, 384, 389, 471, 472, 475, 476,

513, 536, 542, 546, 552, 555, 556, 562,

563, 567—569, 586, 588—592.

Чикишляр-Огурчинский погребенный

массив 508, 515—518

Чильмамедкумский прогиб, Чильма-

медкумская мулда 456, 457, 472,

512

Чильмамедкумский склон (тектонич.)

509, 510

Чокрак, чокракский горизонт 250—253,

261, 262, 286, 287

Чокракское время 260, 298

Чукуркуинская погребенная структура

427, 436, 437

Чуян-Кан месторождение железной ру-

ды 489

Ш

Шамлинская свита 222, 223, 226

Шахманская погребенная структура 427,

436

Шорджинская антиклиналь 467, 469,

470

Шорли месторождение угля 103

Шор-сафед горизонт 228

Э

Эзетская свита 216, 218—220

Экизакская погребенная структура 436

Эльбурганский горизонт 218, 236

Эоцен подотдел 211, 212, 235, 237, 377, 402, 459, 466, 470, 475, 478—480, 482, 582, 583

Эоцен верхний 211—216, 221, 224, 226—231, 233, 235, 236, 238, 239, 242—245, 247, 297, 371, 467, 468, 581

Эоцен нижний 211, 213, 216, 222, 224, 227, 235, 237, 238, 241, 242, 388

Эоцен средний 199, 211—213, 216, 221, 224, 226—229, 231, 235—238, 242—245, 247

Эоценовое время 233, 246, 372, 581, 583

Эпигерцинская платформа 505, 507—509, 511

Эрдеклинская погребенная структура 425—427

Эшеканкренькырское поднятие 457, 468, 470

Ю

Южная Делилийская впадина (тектонич.) 439

Южно-Боядагская депрессия 436

Южно-Боядагская погребенная структура 425

Южно-Карагезская антиклиналь 405

Южно-Кызкалинская антиклиналь 480

Южно-Туркменский бассейн (палеогеограф.) — 517, 518

Южно-Урунджукская антиклиналь, Южный Урунджук 409, 411, 417, 425, 426, 432

Южно-Ферганский угленосный район 108

Юра, юрская система 8, 24, 26, 28, 33, 62, 65, 67, 69, 72, 77—82, 88—90, 96, 97, 102, 103, 106, 107, 112, 117, 122—

124, 128, 133, 145, 147, 151, 152, 164,

354, 365—368, 388, 427, 442, 445—447,

450, 452, 457, 458, 460, 461, 464, 484,

489, 492, 515, 516, 561, 566, 572

Юра верхняя, отдел 73, 81, 82, 89, 96,

100, 111—117, 119, 122—124, 129, 130,

143, 145, 152, 157, 353, 356, 365, 374,

382, 396, 441—448, 450, 453, 458, 459,

461, 462, 484, 485, 493, 566, 574, 575

Юра нижняя, отдел 69, 73, 80—83, 89—

92, 94—97, 100, 103, 104, 107—111, 113,

365—370, 377, 441, 442, 444, 446, 451,

458, 459, 484, 508

Юра средняя, отдел 69, 73, 80—82, 90—

93, 95—97, 100, 103, 105, 106, 108, 109,

111—113, 115, 116, 119, 130, 145, 152,

320, 352, 356, 365, 366, 368—370, 374,

377, 442—446, 451, 458, 459, 462, 539,

573—575

Юрский период, юрское время 35, 81,

87, 98, 101, 102, 107—110, 118, 129,

130, 143, 247, 248, 265, 368, 377, 453,

461, 464, 516, 517, 525, 561, 569, 572,

575, 576, 579

Я

Яблоновская брахисинклиналь 404
Ягманское месторождение угля (Ягман)
80, 81, 85, 86, 103, 104, 111, 443, 573

Ялминская антиклиналь 405, 426, 427,
433, 434
Янгусуйское поднятие 509, 510, 516
Ярыхлинская погребенная структура
426, 430

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
ЧАСТЬ ПЕРВАЯ	
Предисловие — <i>Н. П. Луппов</i>	7
Введение — <i>Н. П. Луппов</i>	11
ГЛАВА ПЕРВАЯ	
История геологического изучения территории. — <i>Н. П. Луппов</i>	14
ГЛАВА ВТОРАЯ	
Физико-географическое описание и экономическая характеристика	38
Физико-географическое описание — <i>Э. М. Мурзаев</i>	38
Рельеф	39
Гидрография	47
Климат	50
Почвы и растительность	53
Основные экономические районы — <i>В. Б. Жмудя</i>	56
ГЛАВА ТРЕТЬЯ	
Основные черты геологического строения территории и разделение ее на районы — <i>Н. П. Луппов</i>	62
ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ	
Стратиграфия	68
Палеозойская группа	68
Введение — <i>Н. П. Луппов</i>	68
Нижний (?) и средний палеозой	68
Средний (?) палеозой Туаркыра — <i>В. С. Курбатов и Н. П. Луппов</i>	68
Средний палеозой низовьев Аму-Дарьи — <i>Н. П. Луппов</i>	71
Нижний (?) и средний палеозой Гаурдак-Кугитангского района — <i>Н. П. Луппов</i>	72
Пермская система — <i>В. С. Курбатов и Н. П. Луппов</i>	74
Мезозойская группа	77
Триасовая система	77
Введение — <i>Н. П. Луппов</i>	77
Нижний триас Туаркыра — <i>В. С. Курбатов</i>	78
Верхний триас Гаурдак-Кугитангского района — <i>Н. П. Луппов</i>	78
Некоторые общие выводы — <i>Н. П. Луппов</i>	79
Юрская система	80
Нижняя и средняя юра	80
Введение — <i>Г. Я. Крымгольц</i>	80
Большой Балхан — <i>Г. Я. Крымгольц</i>	80
Туаркыр — <i>В. С. Курбатов и Г. Я. Крымгольц</i>	89
Гаурдак-Кугитангский район — <i>Г. Я. Крымгольц</i>	96
Искапаемая флора из рэтских, ниже- и среднеюрских отложений — <i>М. И. Брик</i>	103
Общая характеристика нижней и средней юры — <i>Г. Я. Крымгольц</i>	108
Верхняя юра	111
Введение — <i>Г. Я. Крымгольц</i>	111

Большой Балхан — Г. Я. Крымгольц	112
Куба-Даг — Н. П. Луппов	116
Туаркырский район — Н. П. Луппов	118
Копет-Даг — Г. Я. Крымгольц	122
Гаурдак-Кугитангский район — Г. Я. Крымгольц	123
Некоторые общие выводы — Г. Я. Крымгольц	130
Меловая система	131
Нижний мел	131
Введение — Н. П. Луппов	131
Копет-Даг и Малый Балхан — П. И. Калугин	132
Большой Балхан и Куба-Даг — Н. П. Луппов	143
Туаркырский район — Н. П. Луппов	151
Центральные Каракумы и низовья Аму-Дарьи — Н. П. Луппов	156
Гаурдак-Кугитангский район — Н. П. Луппов	157
Общая характеристика нижнего мела — Н. П. Луппов	163
Верхний мел	169
Введение — П. И. Калугин	169
Туаркырский район — Н. П. Луппов	170
Большой Балхан и Куба-Даг — Н. П. Луппов	174
Западный Копет-Даг — М. П. Сукачева	176
Центральный и Восточный Копет-Даг и Бадхыз — П. И. Калугин	181
Центральный Копет-Даг	181
Район Гяурской антиклинали	183
Восточный Копет-Даг	185
Бадхыз	187
Центральные Каракумы — Н. П. Луппов	188
Юго-Восточный Устюрт и Сарыкамышская впадина — Н. П. Луппов	189
Побережье Аму-Дарьи (ниже Чарджоу)	192
Низовья Аму-Дарьи — М. И. Соколов	192
Питнякский район — А. И. Смолко	194
Гаурдак-Кугитангский район — Н. Н. Бобкова	199
Общая характеристика верхнего мела — П. И. Калугин	204
Кайнозойская группа	210
Третичная система	210
Палеоген	210
Введение — А. В. Данов	210
Туаркыр — А. В. Данов	210
Красноводский полуостров — А. В. Данов	211
Большой Балхан — А. В. Данов	212
Западный Копет-Даг — М. П. Сукачева	214
Центральный Копет-Даг — А. В. Данов	220
Гяурская антиклиналь и Восточный Копет-Даг — П. И. Калугин	221
Бадхыз и Карабиль — А. В. Данов	227
— Краткая характеристика палеогеновой флоры Бадхыза — Н. Д. Василевская	230
Гаурдак-Кугитангский район — А. В. Данов	233
Побережье Аму-Дарьи — А. В. Данов с дополнениями П. П. Чуенко	234
Северные Каракумы, Сарыкамышская впадина и Юго-Восточный Устюрт — В. Т. Балахматова	236
Палеогеографические условия территории в палеогеновую эпоху — А. В. Данов	240
Неоген	247
Введение — А. В. Данов	247
Южный Мангышлак, Устюрт, Туаркыр, Сарыкамышская впадина, Узбой и Куяндарьинская дельта Аму-Дарьи — А. Г. Эберзин	250
Красноводский полуостров и Большой Балхан	260
Морские миоценовые отложения — Н. П. Луппов и Л. В. Неронова	260
Континентальные отложения верхнего миоцена — нижнего плиоцена (иомудская серия) — А. В. Данов	264
Морские верхнеплиоценовые отложения — Л. В. Неронова	265
Прикаспийская низменность — А. А. Али-Заде (красноцветная толща и акчагыльский ярус) и Г. И. Попов (апшеронский ярус)	271
Западный Копет-Даг — А. В. Данов	285
Центральный и Восточный Копет-Даг — А. В. Данов	290
Бадхыз и Юго-Восточные Каракумы — А. В. Данов	293
Северные Каракумы и долина Аму-Дарьи — А. В. Данов	294

Гаурдак-Кугитангский район — <i>А. В. Данов</i>	297
Палеогеографические условия территории в неогеновую эпоху — <i>А. В. Данов</i>	297
Четвертичная система	304
Морские четвертичные отложения — <i>П. В. Федоров</i>	304
Общая характеристика отложений	304
Побережье Кара-Богаз-Гола	306
Красноводский полуостров	307
Каракумы, Чильмамедкумы и Узбой	309
Прикаспийская низменность	310
Краткая история морского бассейна в четвертичный период	312
Континентальные четвертичные отложения	315
Общая характеристика отложений и условий их формирования — <i>Б. А. Федорович</i>	315
Континентальные четвертичные отложения равнинных областей — <i>Б. А. Федорович</i>	318
Красноводский полуостров	318
Туаркыр и Чильмамедкумы	319
Устюрт и Южно-Мангышлакское плато	321
Каракумы	321
Прикаспийская низменность	328
Бадхыз и Карабиль	329
Долина Аму-Дарьи	330
Озерные отложения района Сарыкамышской впадины — <i>Н. П. Луппов</i> и <i>А. А. Ямнов</i>	332
Вопросы синхронизации четвертичных отложений равнинных областей <i>Б. А. Федорович</i>	336
Континентальные четвертичные отложения и некоторые вопросы истории геологического развития Каракумов в четвертичное время — <i>А. А. Ямнов</i>	339
Континентальные четвертичные отложения горных областей — <i>Г. И. Каляев</i>	349
Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения грязевых вулканов — <i>А. И. Смолко</i>	353

ГЛАВА ПЯТАЯ

Магматизм и явления метаморфизма

Введение — <i>Н. П. Луппов</i>	355
Красноводский район — <i>Е. А. Худобина</i>	356
Большой Балхан — <i>Н. П. Луппов</i>	365
Туаркырский район — <i>В. С. Курбатов</i>	368
Низовья Аму-Дарьи — <i>Е. А. Худобина</i>	370
Бадхыз — <i>Е. А. Худобина</i>	371
Общая характеристика магматизма и метаморфизма — <i>К. Н. Паффенгольц</i>	373
Гидротермальные проявления — <i>А. В. Сидоренко</i>	379

ГЛАВА ШЕСТАЯ

Тектоника	384
Введение — <i>Н. П. Луппов</i>	384
Копет-Даг — <i>П. И. Калугин</i>	386
Общая характеристика	386
Копетдагская предгорная впадина	393
Зона краевых складок Копет-Дага	394
Зона внутренних складок Копет-Дага	403
Малый Балхан — <i>П. И. Калугин</i>	407
Прикаспийская низменность	408
Структуры Прибалханского района (по геологическим данным) — <i>А. И. Смолко</i>	408
Глубинная тектоника Прикаспийской низменности (по геофизическим данным) — <i>Ю. Н. Годин</i>	420
Большой Балхан и Куба-Даг — <i>Н. П. Луппов</i>	440
Общая характеристика	440
Большебалханская антиклиналь	441

Кубадагская антиклиналь	446
Восточное окончание Кубадагской антиклинали и ее соотношение с антиклиналью Большого Балхана	450
Некоторые геотектонические особенности Большого Балхана и Куба-Дага	451
Геотектоническая история Большого Балхана и Куба-Дага	453
Красноводское плато и Чильмамедкумы — <i>Н. П. Луппов</i>	454
Туаркырский район и Юго-Западный Устюрт — <i>Н. П. Луппов</i>	456
Северные (Заунгузские) Кара-Кумы, Сарыкамышская впадина и Юго-Восточный Устюрт — <i>Н. П. Луппов</i>	465
Сарыкамышская впадина и Верхнеузбойский коридор	465
Северные (Заунгузские) Каракумы и Эшеканкренкыр	467
Кунядарьинская дельта Аму-Дарьи и Юго-Восточный Устюрт	468
Центральные и Юго-Восточные Кара-Кумы — <i>Н. П. Луппов</i>	471
Приамударьинский район	476
Северо-западный участок — <i>Н. П. Луппов</i>	476
Средний участок — <i>А. И. Смолко</i>	478
Юго-восточный участок — <i>А. И. Смолко</i>	481
Некоторые общие выводы — <i>А. И. Смолко</i>	481
Гаурдак-Кугитангский район	482
Введение — <i>Н. П. Луппов</i>	482
Общая характеристика тектоники Гаурдак-Кугитангского района — <i>В. П. Мирошниченко</i>	483
Некоторые особенности тектоники Гаурдак-Кугитангского района, связанные с наличием соляной толщи — <i>Н. П. Петров</i>	492
Тектоническое районирование Западной и Центральной Туркмении по данным геофизических исследований — <i>Ю. Н. Годин</i>	499
Введение	499
О принципах тектонического районирования по данным геофизических исследований	501
Тектоническое районирование	505
Некоторые вопросы истории геотектонического развития территории	515
Землетрясения Туркмении — <i>Г. П. Горшков</i>	519

ГЛАВА СЕДЬМАЯ

Геоморфология	531
Общая характеристика рельефа и процессов рельефообразования — <i>Б. А. Федорович</i>	531
Геоморфология равнинных областей — <i>Б. А. Федорович</i>	537
Красноводский полуостров	537
Туаркырская группа районов и пески Чильмамедкумы	538
Южно-Мангышлакское плато и Устюрт	540
Северные (Заунгузские) Каракумы, Унгуз и Сарыкамышская впадина	542
Низменные (Центральные и Юго-Восточные) Каракумы	546
Долина Аму-Дарьи	550
Прикаспийская низменность	552
Геоморфология горных областей	555
Копет-Даг — <i>Г. И. Каляев</i>	555
Большой и Малый Балханы — <i>Л. В. Неронова</i>	560
Бадхыз и Карабиль — <i>М. А. Шуршалина</i>	563
Гаурдак-Кугитангский район — <i>В. П. Мирошниченко</i>	563

ГЛАВА ВОСЬМАЯ

История геологического развития — *Н. П. Луппов*

Введение	569
Палеозойская эра	570
Мезозойская эра	571
Триасовый период	571
Юрский период	572
Меловый период	576
Кайнозойская эра	580
Третичный период	580
Четвертичный период	588
Литература	593
Указатель географических названий	629
Предметный указатель	641

Коллектив авторов
Геология СССР. Туркменская ССР. Том XXII — Часть I

Редактор *Н. П. Луппов.*

Редактор издательства *Н. Э. Краснова*

Переплет художника *И. Д. Кричевского*

Техн. редактор *Н. Д. Попов*

Корректор *К. С. Бржеская*

Государственное научно-техническое издательство
литературы по геологии и охране недр
Адрес: Москва, В—17, Пыжевский пер., д. 7

Сдано в набор 16/V 1956 г.
Формат 70 x 108^{1/16}

20,625 бум. л.

56,5 печ. л. + 15 вкл. 8,22 печ. л.

Подп. к печ. 6/III 1957 г.

T-00386

Тираж 3000 экз.

Заказ 1290

58,67 уч.-изд. л.
Цена 43 р. 90 к.

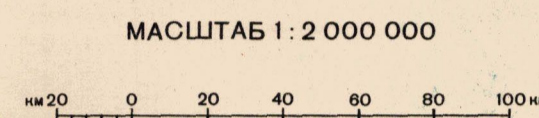
Картфабрика Госгеолтехиздата. Ленинград, В. О., 19 лин. д. 20

ОПЕЧАТКИ

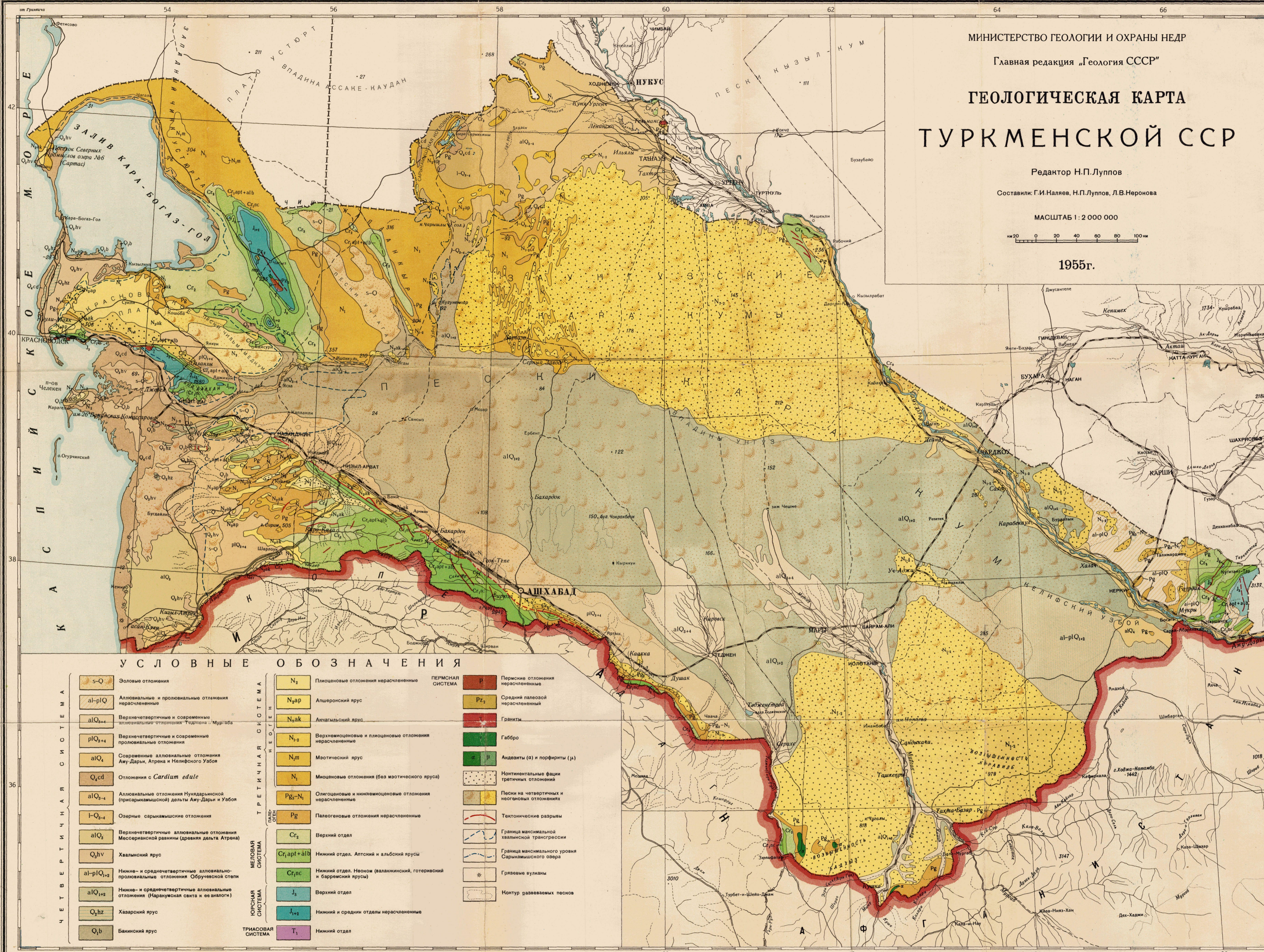
Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
50	1 снизу	П. И. Колесникова	П. И. Колоскова
51	Подпись к рис. 4	через 20°	через 2°
55	29 сверху	до 100 м	до 1000 м
158	16 снизу	(рис. 24)	(рис. 22)
160	6 сверху	медоносный	меденосный
187	7—8 снизу	сенона мощностью 50,5 м	сенона. Мощностью 50,5 м
244	8 снизу	Устюг	Устюрт
254	12—13 сверху	<i>Cardium praeripii</i> — <i>Mastra eichwaldi</i> Lask 1, 8 м	<i>Cardium praeplicatum</i> Hilb., <i>Mastra</i> sp 15,0 м
255	13 сверху	на 2 м выше	на 2 м ниже
301	1 снизу	См. сноску на стр. 271.	В последнее время следы морского понта обнаружены буровыми скважинами (см. стр. 272)
365	23 сверху	(см. рис. 75)	(см. рис. 73)
378	26 сверху	базальтами, конгломератами	базальными конгломератами
383	Подпись к рис. 54	те же, что и на рис. 54	те же, что и на рис. 52
385	8 снизу	(1931, 1948)	(1931, 1937)
387	Подпись к рис.	Рис. 57	Рис. 55
429	22—23 сверху	- размывы	разрывы
439	Подпись к рис. 70	(см. рис. 71)	(см. рис. 68)
458	1 сверху	(рис. 82)	(рис. 80)
513	Подпись к рис. 92	те же, что и на рис. 94	те же, что и на рис. 91
513	19 снизу	(см. рис. 96)	(см. рис. 90)
515	1 снизу	по определенным районам	по сопредельным районам
540	17—18 снизу	(рис. 104, I ₂)	(рис. 101, I ₂)

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР Главная редакция „Геология СССР“ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ТУРКМЕНСКОЙ ССР

Редатор Н.П.Луппов
Составили: Г.И.Наляев, Н.П.Луппов, Л.В.Неронова



1955г.



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА	ТРЕТИЧНАЯ СИСТЕМА	ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА
5-Q Эоловые отложения	N₂ Плиоценовые отложения нерасчлененные	P Пермские отложения нерасчлененные
al-plQ Аллювиальные и пролювиальные отложения нерасчлененные	N_{2ap} Апшеронский ярус	Pz₂ Средний палеозой нерасчлененный
alQ₃₊₄ Верхнечетвертичные и современные аллювиально-пролювиальные отложения (Теджикент - Мургаб)	N_{2ak} Акачагский ярус	G Граниты
plQ₃₊₄ Верхнечетвертичные и современные пролювиальные отложения	N₁₋₂ Верхнемиоценовые и плиоценовые отложения нерасчлененные	Gbr Габбро
alQ₄ Современные аллювиальные отложения Аму-Дарьи, Атрека и Нелифского Узоя	N_{1m} Мэотический ярус	α, π Андезиты (α) и порфириты (π)
Q_{cd} Отложения с <i>Cardium edule</i>	N₁ Миоценовые отложения (без мэотического яруса)	Континентальные фации третичных отложений
alQ₃₋₄ Аллювиальные отложения Нунадарьинской (присарыкамшской) дельты Аму-Дарьи и Узоя	Pg_{3-N} Олигоценые и нижнемиоценовые отложения нерасчлененные	Пески на четвертичных и неогеновых отложениях
I-Q₃₋₄ Озерные сарыкамшские отложения	Pg Палеогеновые отложения нерасчлененные	Тектонические разрывы
alQ₃ Верхнечетвертичные аллювиальные отложения Мессеринской равнины (древняя дельта Атрека)	Cr₂ Верхний отдел	Граница максимальной хвалынской трансгрессии
Q_{hv} Хвалынский ярус	Cr_{1ap+alb} Нижний отдел. Аптский и альбский ярусы	Граница максимального уровня Сарыкамшского озера
al-plQ₁₊₂ Нижне- и среднечетвертичные аллювиально-пролювиальные отложения Обручской степи	Cr_{1nc} Нижний отдел. Неом (валантинский, готервийский и барремский ярусы)	Грязевые вулканы
alQ₁₊₂ Нижне- и среднечетвертичные аллювиальные отложения (Наранкуская свита и ее аналоги)	J₃ Верхний отдел	Контур развезаемых песков
Q_{hz} Хаазарский ярус	J₁₊₂ Нижний и средние отделы нерасчлененные	
Q_b Бакинский ярус	T₁ Нижний отдел	
ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА		





