

**Е. Ю. ТРАЦЕВСКАЯ,
М. Г. ВЕРУТИН**

ГЕОЛОГИЯ ТУРКМЕНИСТАНА

Гомель
2025

Учреждение образования
«Гомельский государственный университет
имени Франциска Скорины»

**Е. Ю. ТРАЦЕВСКАЯ,
М. Г. ВЕРУТИН**

ГЕОЛОГИЯ ТУРКМЕНИСТАНА

Научное электронное издание

Гомель
ГГУ им. Ф. Скорины
2025

ISBN 978-985-32-0085-0

© Трацевская Е. Ю., Верутин М. Г., 2025
© Учреждение образования «Гомельский
государственный университет
имени Франциска Скорины», 2025

УДК 55(575.4)

Трацевская, Е. Ю.

Геология Туркменистана [Электронный ресурс] / Е. Ю. Трацевская, М. Г. Верутин ; Гомельский гос. ун-т им. Ф. Скорины. – Электрон. текст. данные (11,3 МБ). – Гомель : ГГУ им. Ф. Скорины, 2025. – Системные требования: IE от 11 версии и выше или любой актуальный браузер, скорость доступа от 56 кбит. – Режим доступа: <http://elib.gsu.by/handle/123456789/1053>. – Заглавие с экрана.

Авторы монографии ставят своей целью ознакомить студентов и магистрантов, приехавших на обучение в ГГУ имени Ф. Скорины, а также преподавателей, занимающихся с ними, с региональной геологией Туркменистана. Геологическая среда в границах Туркмении формировалась как составная эпигерцинская часть Туранской плиты и Копетдагской альпийской складчатой системы.

Издание адресуется студентам и магистрантам, приехавшим в Беларусь на обучение по естественным специальностям из Туркменистана, преподавателям, а также может быть интересно более широкому кругу читателей.

Ил. 60; Библиогр.: 40 назв.

Рекомендовано к изданию научно-техническим советом
учреждения образования
«Гомельский государственный университет
имени Франциска Скорины»

Рецензенты:

заведующий лабораторией гидрогеологии и гидроэкологии
Института природопользования НАН Беларуси,
доктор геолого-минералогических наук, доцент В. Г. Жогло;
заведующий кафедрой геологии и географии
УО «Гомельский государственный университет имени Франциска Скорины»,
кандидат геолого-минералогических наук, доцент А. П. Гусев

ГГУ имени Ф. Скорины
246028, Гомель, ул. Советская, 104
Тел. : 50-49-03, 51-01-15
<http://www.gsu.by>

© Трацевская Е. Ю., Верутин М. Г., 2025
© Учреждение образования «Гомельский
государственный университет
имени Франциска Скорины», 2025

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|-----|
| Введение..... | 4 |
| 1 Сведения из теории..... | 7 |
| 2 Общие черты геологического строения..... | 9 |
| 2.1 Туранская плита..... | 9 |
| 2.1.1 Границы плиты..... | 10 |
| 2.1.2 Строение фундамента..... | 11 |
| 2.1.3 Структуры платформенного чехла..... | 13 |
| 2.2 Альпийская геосинклинальная область..... | 22 |
| 2.2.1 Копетдагская складчатая система..... | 22 |
| 3 Стратиграфия..... | 27 |
| 3.1 Породы фундамента..... | 27 |
| 3.1.1 Доверхнепалеозойский структурный ярус..... | 27 |
| 3.1.2 Верхний структурный ярус (верхний палеозой–триас)..... | 28 |
| 3.2 Стратиграфия плитного чехла..... | 29 |
| 3.2.1 Мезозойская эратема (юрская и меловая системы)..... | 29 |
| 3.2.2 Кайнозойская эратема..... | 46 |
| 4 Магматизм и явления метаморфизма..... | 64 |
| 5 Разломная тектоника..... | 66 |
| 6 Основные черты палеогеографии и геодинамики..... | 71 |
| 7 Сейсмичность..... | 84 |
| 7.1 Исторический обзор..... | 84 |
| 7.2 Сейсмический мониторинг..... | 86 |
| 7.3 Природа землетрясений..... | 87 |
| 8 Полезные ископаемые..... | 90 |
| Литература..... | 102 |
| Приложение А. Геологическая карта Туркменистана..... | 104 |
| Приложение Б. Стратиграфические схемы палеогена..... | 105 |
| Приложение В. Стратиграфические схемы четвертичной системы..... | 108 |

ВВЕДЕНИЕ

Намерение написать эту монографию связано с некоторыми обстоятельствами. Во-первых, к настоящему времени на геолого-географическом факультете учреждения образования «Гомельский государственный университет имени Франциска Скорины» обучается более 130 студентов и магистрантов, приехавших из Туркменистана. Очевидно, что при обучении в университете они должны получить определенные представления о геологии Туркмении и перспективах ее развития. Во-вторых, последнее издание, обобщающее геологические условия Туркменистана, было опубликовано более 50 лет назад. В то же время научных публикаций по рассматриваемой тематике в последнее время выпускается очень много, в первую очередь в связи с геологическим строением крупнейших месторождений нефти и газа на территории Туркмении. Поэтому нами предпринята попытка обобщить материалы научных, а также учебных изданий. Предлагаемая монография ориентирована на преподавателей, которые занимаются с иностранными студентами, а также на студентов и магистрантов, приехавших на обучение по естественным наукам. Она может быть использована при подготовке магистерских диссертаций, дипломных и курсовых работ, проведении учебных, производственных и преддипломной практики, а также при подготовке к занятиям по региональным курсам геологии и географии.

Издание не претендует на фундаментальность. Геология Туранской плиты приведена очень кратко и в том объеме, который позволит понять строение и закономерности развития геологической среды Туркменистана. В разделе, посвященном непосредственно Туркменистану, рассмотрены общие черты геологического строения Туранской плиты и Копетдагской складчатой системы региона; стратиграфия фундамента и плитного чехла, магматизм и явления метаморфизма, тектоника, основные черты палеогеографии и геодинамики, сейсмичность и полезные ископаемые.

При подборе материалов мы ориентировались на содержание монографий, научных статей, а также классических учебников по региональной геологии Туранской плиты и Копетдагской складчатой системы. Сведения о научных и учебных изданиях, материалы которых самым широким образом использованы при написании этой монографии, приведены в списке литературы.

Будем благодарны всем читателям за замечания любого характера (eltrats@mail.ru или mverutin@tut.by).

Туркменистан является самым западным государством Средней Азии, столица – г. Ашхабад. Оно расположено между Каспийским морем на западе, Аральским морем и рекой Аму-Дарьей на востоке. Наибольшее протяжение его территории с северо-запада на юго-восток составляет 1 300 км, с юго-запада на северо-восток 750 км. Общая площадь республики 484,7 тыс. км². Туркменистан с запада омывается Каспийским морем, на севере граничит с Казахстаном и Узбекистаном, на востоке – с Узбекистаном, на юге – с Ираном и Афганистаном. Со стороны Каспийского моря в территорию вдается лагуна Кара-Богаз-Гол.

Северная граница Туркмении, огибая с севера лагуну Кара-Богаз-Гол, идет по пустынным равнинам Южного Мангышлака и Устюрта, пересекает северную часть Сарыкамышской впадины и затем проходит 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 хребта 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 хребта Паропамиз доходит до р. Теджен. Пройдя на некотором протяжении в меридиональном направлении по этой реке, граница поворачивает на запад к Копет-Дагу и тянется по указанной горной системе до ее западного окончания, откуда она по р. Атрек доходит до Каспийского моря.

Туркменистан по административно-территориальному устройству состоит из пяти велаятов (областей): Ахалский, Балканский, Дашогузский, Лебапский и Марыйский. Ашхабад приравнен к велаяту.

Большая часть Туркмении представляет собой пустынную область. В ее пределах лежит одна из крупнейших в мире песчаных пустынь – 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 Туркменистане 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: составляет около пяти миллионов и 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. Крупнейшими населенными пунктами являются города: Ашхабад, расположенный на предгорной равнине Копет-Дага; Туркменбаши – на берегу Каспийского моря; Мары – в дельте Мургаба; Туркменабад (Чарджоу) и Дашогуз (Ташауз) – в долине Аму-Дарьи; а также города Байрамалы, Иолотань, Берекет (Казанджик), Керки, Гызыларбат (Кызыл-Арбат), Балканабат (Небит-Даг) и Теджен.

Когда-то через туркменскую землю пролегал Великий Шелковый путь. Это был путь, который соединял Азию с Европой. Для удобства купцов на протяжении Великого Шелкового пути были построены караван-сарай, специальные водохранилища и защитные сооружения.

В наше время большая территория страны, низкая плотность населения, разобщенность центров промышленности и сельского хозяйства, а также удаленность от мировых рынков предопределяют необходимость наличия развитой транспортной системы жизненно необходимой для Туркменистана.

В Туркменистане железная дорога является главным видом транспорта и выполняет большую часть грузовых и пассажирских перевозок. Туркменская железная дорога является важным звеном единой транспортной системы Трансазиатской магистрали.

Железные дороги Туркменистана берут свое начало с 1880 года. Тогда с залива Михайловский около города Туркменбаши (в то время город назывался Красноводск) началось строительство Закаспийской железной дороги. В 1885 году дорога достигла Ашхабада, в 1886 году продлилась до Чарджоу (в наше время город Туркменабат), а в 1888 году строители добрались и до Самарканда.

Протяженность железных дорог в стране превышает 3 550 км. Схема современной железнодорожной сети представлена на рисунке 1.

Воздушный транспорт в Туркменистане играет определяющую роль. В стране эксплуатируется семь крупных аэропортов, из которых шесть международных. Они осуществляют транзитные авиaperезовки между Европой и Азией. Единственной авиакомпанией является «Туркменские авиалинии». Страна предоставляет магистральный коридор для 40 авиакомпаний мира.

Протяженность автомобильных дорог более 24 000 км. Общая дорожная сеть включает в себя магистрали, шоссе, основные или национальные, вторичные или региональные и все остальные дороги. Строительство и реконструкция автомобильных дорог очень важна для развития страны. В настоящее время по территории Туркменистана проходят следующие автомобильные дороги, являющиеся составной частью международных транспортных коридоров: Туркменбаши – Ашхабад – Мары – Туркменабат – Фарап – граница с Узбекистаном;

Ашхабад–Дашогуз; Ашхабад–Гаудан; Туркменбаши–Гарабогаз; Гызыларбат– Гудри-Олум. Большое значение имеют автомагистрали, расходящиеся от Ашхабада по всем направлениям к столицам и этрапским (районным) центрам велаятов: Ашхабад–Туркменбаши, Ашхабад–Туркменабат, Ашхабад–Мары.

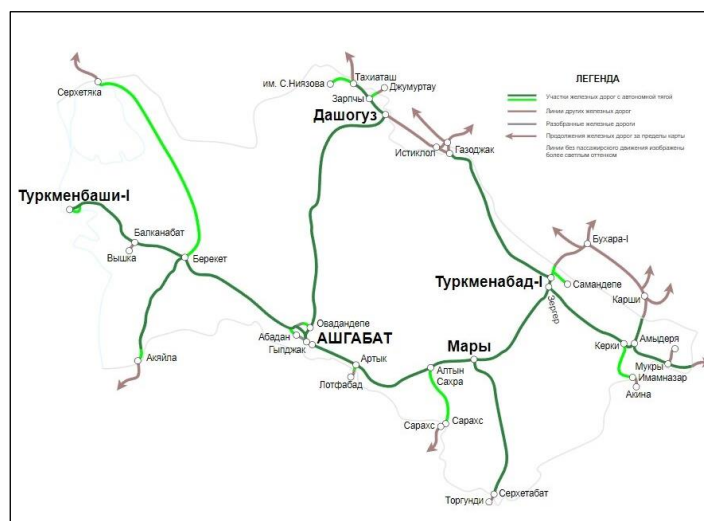


Рисунок 1 – Схема современной железнодорожной сети Туркменистана

Водное сообщение осуществляется по Аму-Дарье и Каспийскому морю. Действует Туркменбашинский международный морской порт, который обеспечивает транспортировку различных грузов, из которых существенный объем занимают нефть и нефтепродукты.

Железнодорожная транспортная система Туркменистана включает паромные переправы Баку–Туркменбаши, Туркменбаши–Астрахань. Они задействованы в международных транспортных проектах и коридорах, осуществляют пассажирские перевозки, доставку промышленной и сельскохозяйственной продукции.

Организованное судоходство по реке Амударья было начато в 1873 году. Речное пароходство используется в судоходной части Амударьи (813 км) и Каракумском канале (200 км).

Основные отрасли промышленности – очистка и переработка нефти и природного газа, производство стекла, тканей (главным образом хлопчатобумажных) и одежды, пищевая промышленность, нефтяная промышленность, строительство.

Площадь сельскохозяйственных земель 326 130 км². Сельское хозяйство специализируется на выращивании хлопка, бахчевых, овощей и фруктов, винограда. Природные ресурсы – нефть, природный газ, сера, соль.

1 СВЕДЕНИЯ ИЗ ТЕОРИИ

Тектоника (от латинского *tectonicus*; от древнегреческого *τεκτονικός* (*tektonikós*) – относящийся к строительству) изучает процессы, в результате которых формируются структура и свойства земной коры и ее эволюция во времени.

Земная кора – верхняя твердая оболочка Земли. Земная кора занимает менее 1 % объема планеты, а ее толщина составляет всего 1/200 земного радиуса.

Мощность земной коры в разных местах неодинакова (рисунок 1.1). В океанах она достигает 5–10 км, материковые части, в зависимости от рельефа, имеют толщину от 30 до 80 км. Наибольшая толщина земной коры – в горах: например, под самыми высокими Гималаями она составляет 70–80 км.

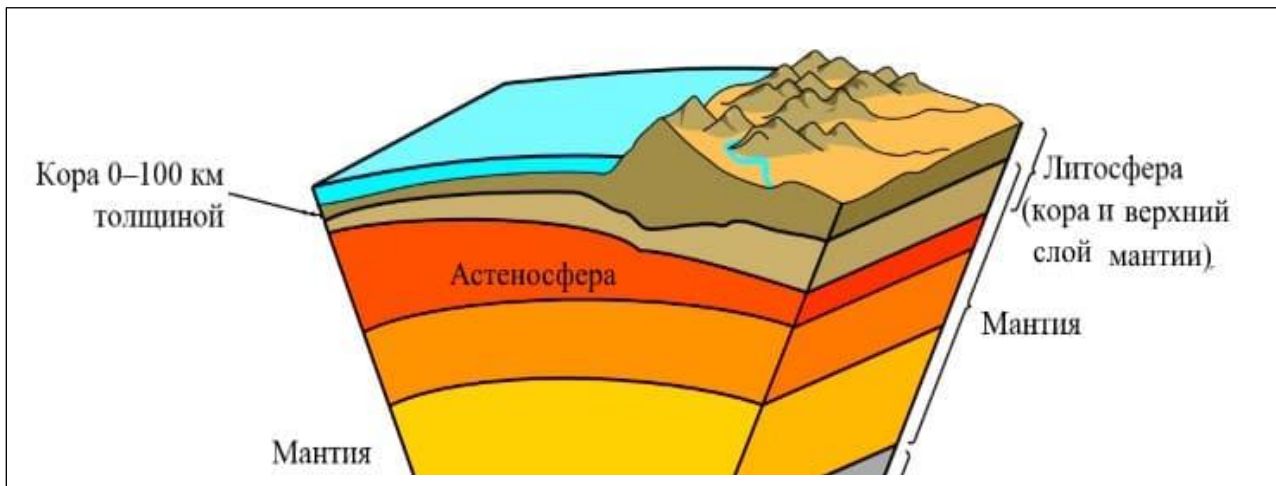


Рисунок 1.1 – Схема строения литосферы

Основными структурами, выделенными в земной коре, являются стабильные **платформы** и подвижные пояса – **геосинклинали**. Те и другие определяют современные формы рельефа поверхности Земли.

Геосинклинали – подвижные линейно вытянутые области земной коры, характеризующиеся разнонаправленными тектоническими движениями высокой интенсивности, энергичными явлениями магматизма, включая вулканизм, частыми и сильными землетрясениями.

На ранней стадии развития в них наблюдаются общее погружение и накопление мощных толщ горных пород. На средней стадии, когда в геосинклиналих накапливается толща осадочно-вулканических пород мощностью 8–15 км, процессы погружения сменяются постепенным поднятием, осадочные породы подвергаются складкообразованию, а на больших глубинах – метаморфизации, по трещинам и разрывам, пронизывающим их, внедряется и застывает магма. В позднюю стадию развития на месте геосинклинали под влиянием общего поднятия поверхности возникают высокие складчатые горы, увенчанные активными вулканами; впадины заполняются континентальными отложениями, мощность которых может достигать 10 км и более.

Пройдя геосинклиальный цикл развития, земная кора утолщается, становится устойчивой и жесткой, не способной к новому складкообразованию. Геосинклираль переходит в иной качественный блок земной коры – платформу. На протяжении всей геологической истории в континентальной земной коре происходило наращивание площади платформ и сокращение геосинклиальных зон.

Платформа (от франц. *plat* – плоский и *forme* – форма) – крупная (несколько тысяч километров в поперечнике), относительно устойчивая часть земной коры, характеризующаяся очень низкой степенью сейсмичности.

Платформа имеет двухэтажное строение. Нижний этаж – **фундамент** (древняя геосинклинальная область), образован метаморфизованными породами. Верхний этаж – **чехол** – представлен морскими осадочными отложениями сравнительно небольшой мощности.

Возраст платформ различен и определяется по времени начала формирования платформенного чехла. Наиболее **древними** являются платформы, фундамент которых образован смятыми в складки кристаллическими породами докембрия. Фундамент более **молодых платформ** образован в периоды байкальской, каледонской или герцинской складчатости (рисунок 1.2). В рельефе платформам соответствуют равнины.

Некоторые платформы испытали серьезную перестройку, выразившуюся в общем поднятии, глубоких разломах и крупных вертикальных перемещениях глыб относительно друг друга. Так возникли складчато-глыбовые горы, примером которых могут служить горы Тянь-Шань, где возрождение горного рельефа произошло во время альпийского орогенеза.

В составе платформ выделяют **плиты** и **щиты**. **Щиты** – это участки платформ, у которых отсутствует чехол и на поверхность выходит фундамент. **Плиты** – участки платформ, в разрезе которых выделяется фундамент и чехол.

| эра | | период | | складчатость |
|--------------------|------|-------------------|----|-------------------------------|
| кайнозойская KZ | 70 | четвертичный Q | 2 | альпийская (тихоокеанская) |
| | | неоген N | 25 | |
| | | палеоген P | 41 | |
| мезозойская MZ | 165 | мел K | 70 | мезозойская |
| | | юра J | 50 | |
| | | триас T | 40 | |
| палеозойская PZ | 330 | пермь P | 45 | герцинская |
| | | карбон C | 65 | |
| | | девон D | 55 | |
| | | силур S | 35 | каледонская |
| | | ордовик O | 60 | |
| | | кембрий Є | 70 | |
| протерозой PR | 2000 | | | байкальская |
| архей AR | 1800 | | | |

Рисунок 1.2 – Шкала стратиграфическая и тектонических циклов

Платформы отделяются от складчатых поясов **глубинными разломами, передовыми прогибами**. Передовые или краевые прогибы образуются на краю платформ в условиях сжатия растущими горными цепями. Они заполняются продуктами разрушения гор – молассами или вулканическими породами. **Перикратонные прогибы** формируются на периферии платформ и переходят в краевые (передовые) прогибы складчатых поясов.

В Центральной Азии с новейшими тектоническими движениями платформ связывают образование горных поясов Центральной Азии: Тянь-Шаня, Алтая, Саян и т.д. Подобные горы называют возрожденными (эпиплатформы или эпиплатформенные орогенные пояса или вторичные орогены). Они формируются в эпохи орогенеза в районах, примыкающих к геосинклинальным поясам.

2 ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Большая часть территории Туркменистана находится на Туранской плите, только юго-западная ее часть (Копет-Даг) лежит в пределах Туркмено-Иранского сегмента Средиземноморского подвижного пояса.

Туранская плита относится к молодым плитам северной периферии Средиземноморского пояса. Впервые она была названа Туранской при составлении Тектонической карты СССР и сопредельных стран в 1956 г.

В рельефе зона молодых плит выражена низменными равнинами, например, в Туркменистане – Арало-Каспийская низменность, иногда местами формируются еще большие понижения гипсометрических отметок рельефа – Сарыкамышская и Унгузская впадины. На более высоких отметках располагаются плато – Туркменбаши, Мангышлак; над ними – возвышенности Бадхыз, Карабиль и хребты. Некоторые участки заняты мелководьями морей, например, Каспийского, а также Среднекаспийской котловиной с глубинами до 800 м.

2.1 Туранская плита

Туранская плита занимает обширное пространство к востоку от Каспийского моря в пределах Туранской низменности, плато Устюрт, полуострова Мангышлак, Аральского моря и прилегающих к ним территорий до Ферганской впадины на востоке включительно (рисунок 2.1). Ее площадь превышает 2 млн км². Основные структуры, выделенные в пределах Туранской плиты, показаны на рисунке 2.2.



Рисунок 2.1 – Геологическая схематическая карта Туранской плиты и ее обрамления



- 1 – древняя платформа; 2 – альпийская складчатая область;
 3 – палеозойские щиты и кряжи; 4 – зоны поднятий внутри Туранской плиты;
 5 – зоны и области депрессий внутри Туранской плиты;
 границы Туранской плиты: 6 – с Восточно-Европейской платформой;
 7 – с альпийской складчатой областью; 8 – с областью эпиплатформенного орогенеза;
 9 – щитами, хребтами, кряжами Центральноевразийской платформы;
 10 – Кустанайской седловиной; 11 – разломы;
 12 – государственная граница Туркменистана на суше

Рисунок 2.2 – Схема основных структурных элементов Туранской плиты

2.1.1 Границы плиты

На северо-западе Туранская плита граничит с Прикаспийской синеклизой Восточно-Европейской платформы. На севере граница проходит с герцинским хребтом Мугоджар, пересекает Тургайский прогиб между истоками рек Тургая и Убагана.

На северо-востоке плита ограничена выходами каледонид Казахского мелкосопочника. Юго-восточная граница плиты простирается от крайней западной точки оз. Балхаш до района Ташкента, пересекая западные отроги Тянь-Шаня, которые вместе с хребтом Каратау включаются в пределы плиты.

К югу от Ташкента граница плиты прослеживается вдоль края молодых горных хребтов, через Самарканд и далее, огибая отроги Гиссарского хребта, до Амударьи, уходит южнее, в пределы Афганистана, где занимает самую северную его часть.

Начиная от реки Мургаб и западнее, граница плиты проходит на территории Туркменистана, продолжаясь непосредственно севернее подножия хребта. Копет-Даг, сложенного альпийскими складчатыми комплексами, и выходя к берегу Каспия южнее лагуны Кара-Богаз-Гол.

Наиболее условна западная граница плиты. С расположенной западнее Каспия Скифской эпигерцинской плитой Туранская составляет одно целое, и в новейшей литературе все чаще используется термин «Скифско-Туранская плита». Условно граница между ними проводить с юга на север по средней части Каспия до устья реки Урал по Гурьевскому (Аграхан-Атыраускому) разлому, трассируемому в Северном Каспии.

2.1.2 Стрoение фундамента

Подобно всем плитам, Туранская образована тремя структурными этажами: *нижний – геосинклинальный, формирующий палеозойский складчатый фундамент; выше располагается квазиплатформенный, или промежуточный пермо-триасовый структурный этаж и платформенный чехол.*

Палеозойский складчатый фундамент сложен докембрийскими и палеозойскими породами геосинклинального типа, сформированными в результате проявлений байкальской, герцинской и древнекеммерийской складчатостей. Породы интенсивно дислоцированы и пронизаны многочисленными телами магматических пород (рисунок 2.3). Поверхность складчатого фундамента имеет эрозионно-тектоническое происхождение и резко расчленена, образуя крупные выступы и впадины, разграниченные, как правило, продольными глубинными разломами. В отдельных участках фундамент выходит на поверхность, в других (Мургабская впадина) погружен на глубину свыше 12–14 км.

На северо-востоке плиты, почти до правобережья р. Сырдарья, до линии глубинного разлома субширотного простирания фундамент сформирован каледонской складчатостью. На всей остальной территории плиты фундамент преимущественно герцинский. Сочленение этих разновозрастных блоков происходит по глубинному разлому.

В составе герцинского фундамента четко выделяются две складчатые зоны. Одна из них, входящая в состав Урало-Монгольского пояса, протягивается с севера на юг со стороны Урала, Мугуджар и Тургайского прогиба вплоть до Аральского моря и затем, постепенно изгибаясь к юго-востоку, сочленяется с герцинидами Тянь-Шаня.

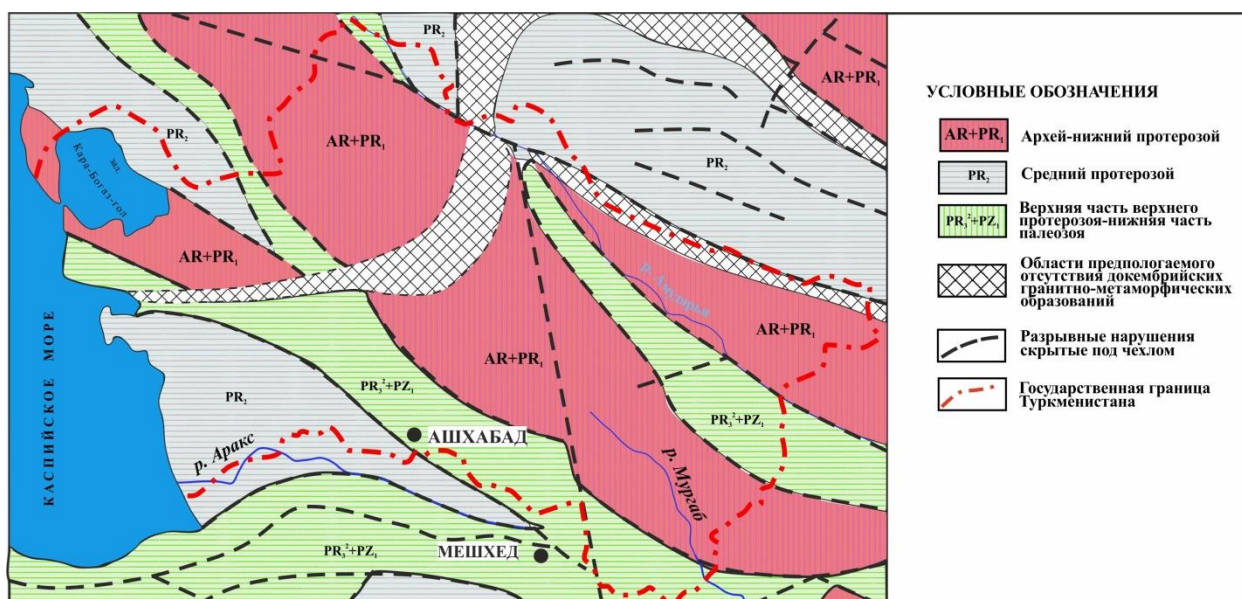


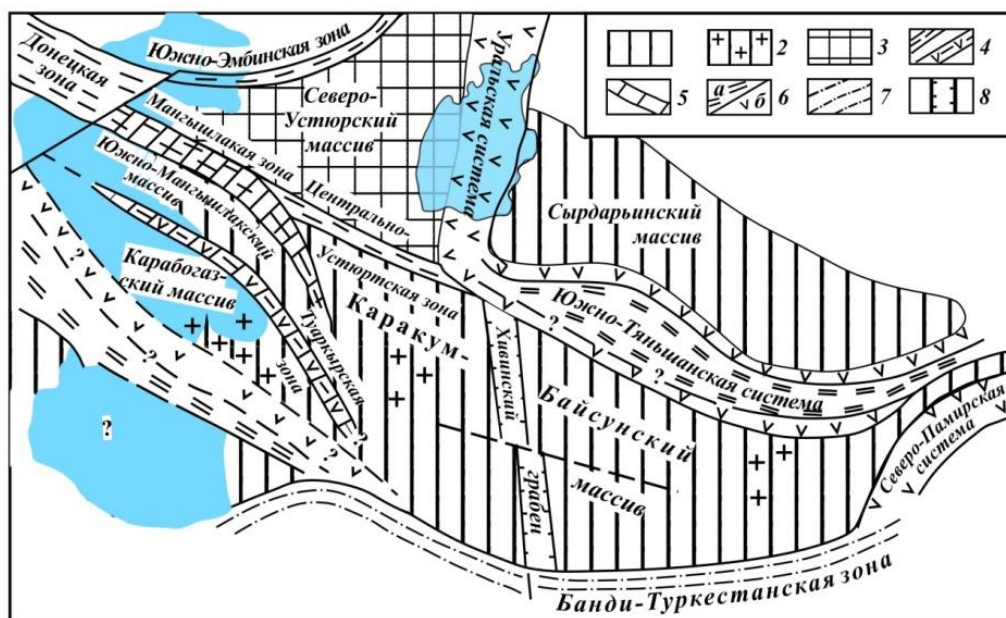
Рисунок 2.3 – Фрагмент геологической карты докембрия континентов

Она имеет, по-видимому, раннегерцинский возраст. Вторая зона, вероятно позднегерцинская, простирается почти в широтном направлении от северного Причерноморья (Скифская плита) через Предкавказье и далее на восток, вплоть до Ферганы. Обе эти складчатые зоны сочленяются по глубинному разлому, проходящему от отрогов юго-западного Гиссара через среднее течение р. Амударьи (г. Бухара) до района непосредственно южнее полуострова Бузачи – края Русской платформы. Это так называемый **Бухарский разлом**. Субширотная зона поздних герцинид от альпийской складчатой области Копет-Дага также отделена разломом – **Ашхабатским**.

Поскольку чехол Туранской плиты наложен на фундамент двух подвижных поясов – Урало-Монгольского и Средиземноморского, различают в ее пределах две самостоятельные плиты – Северо- и Южно-Туранскую. Южно-Туранская плита, занимает дно средней части Каспия, Мангышлакский и полуостров Туркменбаши, южный Устюрт, пустыню Каракумы и примыкающее к нему правобережье р. Аму-Дарьи и некоторые другие области. Таким образом, большая часть территории Туркменистана находится в пределах Южно-Туранской плиты.

Герцинский складчатый фундамент обнажается на хр. Каратау и на возвышенностях севернее среднего течения реки Амударьи, в горах Султан-Уиз-Даг (низовье реки Амударьи). К югу от глубинного Бухарского разлома в пределах широтной ветви герцинид фундамент выходит на поверхность на возвышенностях в Туркменбашином плато, Туаркыре и др. Кроме того, он вскрыт глубокими скважинами на Центрально-Каракумском и Карабогазском сводах и других участках плиты.

В строении фундамента Южно-Туранской плиты по его редким выходам на поверхность, по данным бурения и геофизических исследований выделяются сравнительно узкие палеозойские (герцинские); киммерийские (позднетриасовые или даже юрские) **складчатые зоны** Мангышлака, Туаркыра и Большого Балхана и разделяющие их древние, допалеозойские (?) (каледонские или, возможно, байкальские) жесткие **срединные массивы** (Карабогазский, Центрально-Каракумский и Мургабский), которые являются остатками добайкальской и/или байкальской платформы, протягивающейся по южной окраине эпигерцинских Скифской и Туранской плит (рисунок 2.4).



- 1 – массивы с докембрийским (?) фундаментом;
 2 – то же, с проявлениями средне-позднепалеозойского кислого магматизма;

Рисунок 2.4 – Схема тектонического строения доюрского основания Южно-Туранской плиты, лист 1

3 – то же, перекрытые мощным средне-позднопалеозойским и триасовым чехлом;

4 – герцинские авлакогеосинклинальные складчатые зоны
с разрезами мио- и эвгеосинклинального типов;

5 – древнекimmerийские авлакогеосинклинальные складчатые зоны, частично наложенные на герцинские; 6 – герцинские складчатые системы: а – миогеосинклинальные зоны,

б – эвгеосинклинальные зоны; 7 – древнекimmerийские складчатые зоны;

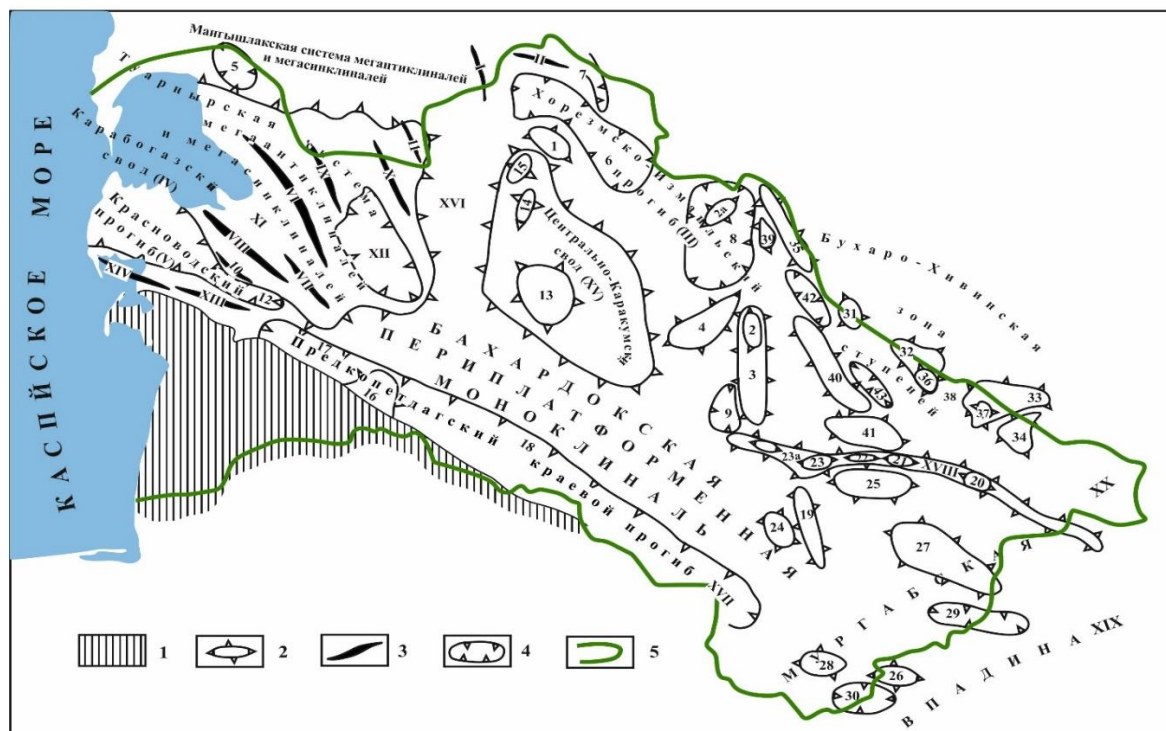
8 – пермско-триасовые грабены

Рисунок 2.4 – Схема тектонического строения доюрского основания Южно-Туранской плиты, лист 2

2.1.3 Структуры платформенного чехла

Геологическое строение любой части земной коры формируется обособленными структурными формами или их сочетанием. Современные оставные элементы чехла Туранской плиты наиболее рельефно выделяются по поверхностям фундамента и различных структурных комплексов. Во всем разрезе платформенного чехла наиболее отчетливо проявляется граница кровли меловых–подшвы палеогеновых отложений. Эта поверхность позволяет выявить основные подразделения чехла, сформированные на киммерийско-альпийском этапе формирования плиты. На рисунке 2.5 показаны основные структуры I и II порядков, выделенные в границах Туркменистана И. С. Вольвовским и Р. Г. Гарецким.

Мангышлакская система мегантиклиналей и мегасинклиналей выделена на полуострове Мангышлак. Она имеет субширотную ориентировку при длине 850 км и ширине до 150 км. В пределах Туркменистана к Мангышлакской системе относятся Шорджинская и Айбугирская мегантиклинали (рисунок 2.5).



1 – альтйская складчатая область; 2 – положительные структуры;

3 – оси антиклиналей и мегантиклиналей; 4 – отрицательные структуры;

Рисунок 2.5 – Схема основных структурных элементов Туранской плиты в границах Туркменистана, лист 1

5 – государственная границы Туркменистана на суше.

Мангышлакская система мегантиклиналей и мегасинклиналей. Мегантиклинали:

I – Шорджинская, II – Айбугирская. Северо-Туркменская зона прогибов.

Прогибы: III – Хорезмско-Измаильский (Амударьинская впадина);

брахиантиклинали: 1 – Нурумгурская, 2 – Гагаринская, 2а – Ачаковская;

поднятия: 3 – Восточно-Унгузское, 4 – Демшинское;

мульды: 5 – Учкудукская (Ассакеауданский прогиб), 6 – Дарьялык-Дауданская,

7 – Куня-Ургенчская, 8 – Балкуинская, 9 – Илимская.

Карабогазский свод и Красноводский прогиб: IV – Карабогазский свод,

V – Красноводский прогиб.

Туаркырская система мегантиклиналей и мегасинклиналей.

Мегантиклинали: VI – Туаркырская, VII – Бейнеуская, VIII – Кемальская,

IX – Кумсебиенская, X – Гокленкуюсуинская (Карашорская),

XI – Порсокупская мегасинклиналь; XII – Учтаганский прогиб;

антиклинали: 10 – Чильмамедкумская, 11 – Агиньшская.

Больше-Балханская и Куба-Дагская мегантиклинали. Мегантиклинали:

XIII – Больше-Балханская, XIV – Куба-Дагская; 12 – Предбалханская синклиналь.

Центрально-Каракумский свод и прилегающие к нему прогибы.

XV – Центрально-Каракумский свод; XVI – Верхне-Узбойский прогиб;

13 – Зеагли-Дарвазинский купол; брахиантиклинали: 14 – Ачкакаинская, 15 – Койкырланская.

Бахардокская периплатформенная моноклинал.

XVII – Предкопетдагский краевой прогиб; 16 – Кызыларватский структурный выступ;

ванны: 17 – Казанджикская, 18 – Ашхабадская.

Репетекский соляной вал и Байрамалийская антиклиналь.

Антиклинали: 19 – Байрамалийская, 20 – Шальгерич-Баба, 21 – Репетекская соляная,

22 – Мартовская, 23 – Шараплинская; 23а – Чешминская структура.

Мургабская впадина. 24 – Марыйский выступ; поднятия: 25 – Уч-Аджинское,

26 – Карабильское, 27 – Южно-Каракумское, 28 – Тахтабазарское;

мульды: 29 – Предкарабильская, 30 – Калаиморская.

Бухарская зона ступеней. Чарджоуская тектоническая ступень.

Поднятия: 31 – Кабаклинское, 32 – Чарджоу-Алатское, 33 – Денгизкульское,

34 – Сундуклинское; 35 – Питнякская антиклиналь;

брахиантиклинали: 36 – Фарабская, 37 – Самантешинская, 38 – Тайкырская мульда.

Заунгузско-Багаджинская тектоническая ступень.

39 – Западно-Питнякская структурная терраса; поднятия: 40 – Багаджинское,

41 – Малайское; мульды: 42 – Заунгузская, 43 – Карабекаульская

Рисунок 2.5 – Схема основных структурных элементов Туранской плиты
в границах Туркменистана, лист 2

Шорджинская мегантиклиналь (I). Ее общая ее длина достигает 100 км при ширине 25 км. В Туркменистане располагается меридионально расположенная южная часть этой структуры. Дочетвертичная поверхность сложена в основном отложениями неогена и только в некоторых самостоятельных синклинальных структурах (впадина Шорджа) – меловой системы. Строение мегантиклинали асимметрично: углы падения западного и юго-западного крыльев более крутые (5–10°) по сравнению с восточным и северо-восточным крыльями с углами падения менее первых градусов. Свод мегантиклинали осложнен самостоятельными структурами преимущественно пликативного характера, сформированными ундуляцией шарнира. На юго-западном крыле фиксируются дизъюнктивные дислокации, с вертикальной амплитудой, например, взбросов до 500 м.

Айбугирская мегантиклиналь (II) субширотного простирания полностью находится в Туркменистане в восточной части Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей. Длина ее достигает 150 км, ширина 20 км. Свод мегантиклинали осложнен антиклитальными и брахиантиклиналями, образование которых обусловлено ундуляцией шарнира, например – Айбугирская горст-антиклиналь. В ядрах дислокаций наиболее древние дочетвертичные отложения представлены верхнеюрскими, а на крыльях и периклиналях они перекрыты отложениями мела. Айбугирская мегантиклиналь осложнена дизъюнктивными дислокациями (сбросами, взбросами), амплитуда которых может достигать 600 м.

Туаркырская система мегантиклиналей и мегасинклиналей находится в северо-западной части Туркменистана, протягивается с северо-запада на юго-восток на расстояние около 600 км, при максимальной ширине до 150 км.

Туаркырская мегантиклиналь (VI) (рисунок 2.5) длиной достигает 450 км, при ширине 60–65 км. Наиболее древние породы, выходящие на дочетвертичную поверхность слагают ядро структуры и представлены юрскими отложениями, а также среднепалеозойскими и пермо-трассовыми магматическими и метаморфическими образованиями имеющими локальное распространение. Центральная часть и юго-западная периферия структуры осложнены диагональными сбросами с крутопадающими сместителями, вертикальная амплитуда которых не превышает 100 м. Туаркырская мегантиклиналь асимметрична, углы падения ее юго-западного крыла составляют 15–30°, а северо-восточного – не более 15°. Крыло первого из них сильно дислоцировано

дизъюнктивными и пликративными нарушениями, включая флексуобразные складки.

Бейнеуская мегантиклиналь (VII). Юго-западнее Туаркырской мегантиклинали кулисообразно по отношению к ней протягивается Бейнеуская мегантиклиналь, имеющая размеры 75×20 км. Свод мегантиклинали осложнен двумя поднятиями соединенными седловиной. В северном – дочетвертичная поверхность сложена образованиями средней юры, а в южном – неокома. Асимметричное строение Бейнеуской мегантиклинали обусловлено более крутым падением ее юго-западного крыла (30°) по сравнению с северо-восточным (менее 10°).

Кемальская мегантиклиналь (VIII) расположена юго-западнее Бейнеуской антиклинали кулисообразно по отношению к ней и отличается простиранием, приближающимся к субширотному и несколько большими размерами (200×30 км). Ее северо-западное погружение прослеживается до южного сегмента лагуны Кара-Богаз-Гол, где к Кемальской мегантиклинали примыкает Карабогазская антиклиналь (IV). Далее, в этом направлении Кемальская мегантиклиналь переходит в структурный нос, прослеживающийся на полуострове Омчалы. Сводная часть мегантиклинали, представленная меловыми (альбский ярус) и более древними отложениями, пересечена флексурами. На северо-западной периклинали распространены более мелкие пликративные нарушения – флексуры, мульды, а также структурные носы.

В юго-восточной части Туаркырской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей под песчаным массивом Чильмамедкум залегают меловые (альб, сеноман) отложения, которые формируют сводовую часть Чильмамедкумской антиклинали (10).

Порсокупская мегасинклиналь (XI) сопряжена на северо-востоке с Туаркырской (VI), а на юго-западе с Кемальской (VIII) и Бейнеуской (VII) мегантиклиналями. В результате отклонения продольных осей указанных мегаскладок друг от друга в северо-западном направлении, синклиналь имеет тенденцию к расширению. Углы падения ее крыльев пологие, не более первых градусов. В ядре залегают отложения верхнего мела, которые фрагментарно на локальных участках перекрыты породами палеогена. Северо-западная центриклиналь Порсокупской мегасинклинали выполняет юго-восточный сектор лагуны Кара-Богаз-Гол и объединяет Туаркырскую мегантиклиналь (VI) и Карабогазский свод (IV).

Кумсебшенская мегантиклиналь (IX). К северо-востоку от Туаркырской мегантиклинали (VI) и параллельно ей простирается Кумсебшенская мегантиклиналь с размерами 25×75 км (рисунок 2.5). Ее формируют антиклинали и брахиантиклинали с небольшими углами падения крыльев (первые градусы), простирающиеся между собой кулисообразно. С поверхности эти структуры сложены отложениями неогена, которые несогласно перекрывают меловые

породы. Пологая синклиналь разделяет Кумсебшенскую и Туаркырскую мегантиклинали. На северо-западе шарнир Кумсебшенской мегантиклинали погружается и она постепенно замыкается. Южное продолжение периклинали этой структуры представляет собой большую пологую мульду Учтаганского прогиба (XII), выполненную практически недислоцированными отложениями палеогена и неогена.

Гокленкуюсуинская (Карашорская) мегантиклиналь (X) находится в северо-восточной части Туаркырской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей, ее размеры 350×30–35 км. На территории Туркменистана находится ее юго-восточная часть. Инверсионно она сопряжена с Карашорской впадиной, которая с поверхности выполнена отложениями меловой системы (альбский ярус). В результате ундуляции шарнира мегантиклиналь разделена на две антиклинали более низкого ранга, соединенные седловиной. Юго-восточное поднятие, находящееся на территории Туркменистана, характеризуется резко различными углами падения крыльев – для северо-восточного крыла – это первые градусы, а для юго-западного – первые десятки градусов, кроме того, оно осложнено хорошо различимой флексурой. Юго-восточная периклиналь Гокленкуюсуинской мегантиклинали перекрыта песками Низменных Каракумов и постепенно выклинивается в направлении Предкопеддагского краевого прогиба.

Агиньшская антиклиналь (11) находится на самом северо-востоке Туаркырской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей и почти полностью располагается за пределами Туркменистана. Ее сводовая часть выполнена отложениями верхнего мела.

Учтаганская мегасинклиналь (XII). Юго-восточная часть Туаркырской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей замыкается Учтаганской мегасинклиналью, размеры которой составляют 200×70 км. В структурном плане синклиналь предствалена мульдами, седловинами и слабо выраженными брахиантиклиналями. Ее ядро сложено палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями. Более древние меловые отложения залегают на глубине более 1 000 м. Юго-восточная центриклиналь перекрыта песками Низменных Каракумов. Углы падения крыльев синеклизы резко отличаются: юго-западное крыло характеризуется углами падения менее одного градуса, в то время как северо-восточное представляет собой флексуру с углами в первые десятки градусов. Это обуславливает ассиметричное строение синеклизы со смещением ее оси к северо-востоку. Северо-западная центриклиналь приближается к Кумсебшенской мегантиклинали (IX) и быстро выклинивается.

Северо-Туркменская зона прогибов. На северо-востоке Туркменистана находится юго-восточная центриклиналь Северо-Туркменского прогиба (Южномангышлакско-Устьюртской зоны прогибов). Его длина достигает 1 200 км, ширина до 100 км.

Хорезмско-Измаильский прогиб. К юго-востоку от Шорджинской мегантиклинали (I) расположен Хорезмско-Измаильский прогиб (III) (Амударьинская впадина) размерами 600×100–120 км (рисунок 2.5). На юге прогиба верхняя часть разреза представлена песчаными отложениями неогена, которые перекрыты эоловыми образованиями Заунгузских Каракумов. На северо-западе прогиба на локальных участках обнажаются отложения палеогена, которые перекрыты комплексом образований аллювиальной равнины Аму-Дарьи. Более древние меловые отложения в пределах прогиба залегают на значительных глубинах, в наиболее погруженных его частях кровля меловых отложений залегает на отметках менее минус 1 000 м.

В северной части прогиба находится Дарьялык-Дауданской мульда (6), западный борт которой осложнен целым рядом структурных носов, сопряженных с Нурумгурской брахиантиклиналью (1), а также разделяющих структурных заливов. Борты мульды пологие.

Северо-восточнее Хорезмско-Измаильского прогиба на самой границе Туркменистана находится небольшая субмеридионально расположенная Куня-Ургенчская мульда (7). На севере эта мульда граничит с Айбугирской мегантиклиналью (II). Юго-восточнее Дарьялык-Дауданской мульды находится меридионально ориентированная Балкуинская мульда (8). Обе мульды разьединены седловиной. Северное крыло Балкуинской мульды осложнено крупной Ачаковской брахиантиклиналью. (2а). Западное и восточное крылья мульды осложнены флексурами с углами падения два–три градуса.

Южнее Балкуинской мульды с севера на юг протягивается Восточно-Унгузское поднятие (3) осложненное рядом брахиантиклиналей. Наиболее крупная из них – Гагаринская (2). Севернее через седловину Восточно-Унгузское поднятие соединяется с Западно-Питнякской структурной террасой (39) Бухаро-Хивинской зоны ступеней.

Между Гагаринской брахиантиклиналью (2) и южной периклиналью Центрально-Каракумского свода субширотно залегает Демшинское поднятие (4). Западнее южного замыкания Восточно-Унгузского поднятия (3) находится Илимская мульда (9). Южной границей Хорезмско-Измаильского прогиба, как и всей Северо-Туркменской зоны прогибов, является северо-восточный борт Репетекского соляного вала (XVIII).

Вышеперечисленные структуры Хорезмско-Измаильского прогиба выделены по отметкам залегания кровли меловых отложений. Более всего эта поверхность погружена в мульдах, где отметки достигают значений: в Балкуинской (8) – минус 1000 м, Дарьялык-Дауданской (6) – минус 700 м, Илимской мульде (9) – минус 900 м. Кровля меловых отложений максимально приподнята в сводах брахиантиклиналей: Ачаковской (2а) – минус 600 м, Гагаринской (2) – 200 м и на Демшинском поднятии (4) – минус 400 м.

Карабогазский свод и Красноводский прогиб.

Карабогазский свод (IV) располагается в северо-западной части Туркменистана и инверсионно сопряжен с лагуной Кара-Богаз-Гол. Он имеет изометричную форму, немного вытянут в направлении северо-запад–юго-восток, размеры 250×200 км. В сводовой части абсолютные отметки залегания кровли меловых отложений достигают минус 400 м. Углы падения крыльев достигают максимальных значений в северной части и составляют не более одного градуса. Поверхностные отложения представлены образованиями неоген, которые перекрыты четвертичной осадками.

Красноводский прогиб на севере граничит с Карабогазским сводом (IV) и Чильмамедкумской антиклиналью (10) Туаркырской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей, в южной части – с Больше-Балханской (XIII) и Куба-Дагской (XIV) мегантиклиналями. Прогиб имеет Δ-образную форму с размерами 220×50 км; своей расширенной частью он открыт в Каспийское море, а затем резко сужается к месту сочленения Туаркырской системы и Предкопетдагского краевого прогиба (XVII) (рисунок 2.5). На северном крыле прогиба выявлены мульды, седловины, заливы и структурные носы, здесь же установлены дизъюнктивные дислокации. Прогиб асимметричен: с юга он ограничен флексурой, угол падения соединительного крыла которой составляет несколько десятков градусов; а в восточной и северной частях этот угол не превышает одного градуса. Самое крайнее юго-восточное замыкание прогиба представлено *Предбалханской синклиной* (12), которая имеет сложное асимметричное строение. Синклиналь взбросом с амплитудой до 500 м отделена от Большебалханской мегантиклинали (XIII). Северное крыло ее осложнено брахиантиклиналями с углами падения крыльев до 4–5° и амплитудой 100 м. Кровля меловых отложений наиболее погружена в самом Красноводском прогибе и Предбалханской синклинали (12) Ее минимальная отметка составляет минус 1 000 м. Эти две структуры разъединены седловиной на которой структурная поверхность воздымается до отметки минус 400 м. Самая высокая отметка юго-восточной центриклинали прогиба составляет минус 500 м.

Больше-Балханская и Куба-Дагская мегантиклинали

Больше-Балханская мегантиклиналь (XIII) расположена на стыке эпипалеозойской Туранской плиты и Туркмено-Иранского сегмента Средиземноморского подвижного пояса (рисунок 2.5). Мегантиклиналь простирается южнее Красноводского прогиба в северо-запад–юго-восточном направлении, его размеры 125×50 км. Это антиклиналь коробчатого типа с плоским, широким замком и крутопадающими крыльями. Характер соединения крыльев с замком имеет вид перегибов, которые осложнены многочисленными и разнохарактерными разрывными нарушениями. С поверхности сводовая часть сложена отложениями юры, а на крыльях юрские отложения перекрываются меловыми. В прирозломной зоне северо-западной периклинали отложения платформенного чехла прорваны магматическими

породами. Они формируют два локальных массива – полосу, протяженностью 900 м, сложенную гранитами биотитовыми и участок неправильной формы (100×60 м), сложенный туфами кварцевого порфира.

Породы Большого Балхана значительно дислоцированы. Восточная и западная его периклинали ограничены дизъюнктивными нарушениями. Для центральной части – характерны продольные разломы с вертикальной амплитудой до 1 000 м. На отроге Лямабурун закартирована серия сбросов с полной амплитудой до 200 м. Для Больше-Балханской мегантиклинали характерны имеющиеся в большом количестве и пликвативные дислокации – мульды, брахиантиклинали и др.

В переходной зоне от Большого Балхана к Предкопетдагскому краевому прогибу (XVII) наблюдается ступенчатый сброс, расположенный кулисообразно по отношению к Большебалханской мегантиклинати. То есть, по существу Большой Балхан является горст-антиклиналью.

Куба-Дагская мегантиклиналь (XIV) располагается в запад–северо-западном направлении от Большого Балхана и частично покрывается водами залива Туркменбаши (рисунок 2.5). Она имеет сравнительно небольшие размеры (75×20) км. На плоском своде мегантиклинали обнаружены многочисленные выходы магматических пород – палеозойских гранитов (горы Шахадам, полуостров Уфра, остров Дагата). Они формируют ядро антиклинали, которое надвинуто на северное крыло складки. Отложения юры в месте тектонического контакта находятся в опрокинутом залегании (углы падения 60–70°) и осложнено многочисленными разрывными нарушениями. Севернее надвига углы падения юрских и меловых отложений резко выволаживаются и постепенно породы переходят в горизонтальное залегание.

Куба-Дагская мегантиклиналь со всех сторон ограничена разрывными дислокациями. На востоке крупный разлом отделяет ее от Больше-Балханской мегантиклинали. Северное крыло антиклинали по разлому погружено на значительную глубину. На юге ступенчатый сброс, по которому отложения мела погружаются на несколько километров, представляет собой переходную зону к Предкопетдагскому краевому прогибу.(XVII). Продолжение этого сброса под водами залива Туркменбаши обрезает западную периклиналь мегантиклинали.

Центрально-Каракумский свод и прилегающие к нему прогибы

Центрально-Каракумский свод (XV) располагается в центральной и северной частях Туркмении. На западе он граничит с Верхне-Узбойским прогибом (XVI), на юго-западе – с Бахардокской периплатформенной моноклиналью, на востоке – со структурами Хорезмско-Измайльского прогиба (III). Длина каждой из ограничивающих его зон составляет около 250 км. Планформенный чехол свода представлен породами меловой системы и кайнозойской эратемы, которые несогласно перекрывают одна другую. Кроме того, свод осложнен дизъюнктивами с полными амплитудами до нескольких сотен метров с различными азимутами линий простирания. Центральная часть свода представлена изометричным Зеагли-Дарвазинским куполом (13) (рисунок 2.5), который осложнен более мелкими структурами: Шиихской брахиантиклиналью и Северо-Дарвазинской антиклиналью. Центрально-Каракумский свод имеет асимметричное строение: южный и западный склоны характеризуются углами падения 8–9°, а северный и восточный – всего несколько минут. Там где Центрально-Каракумский свод приближается к седловине, разделяющей Верхне-Узбойский (XVI) и Хорезмско-Измайльский (III) прогибы, в его структуре появляется несколько брахиантиклиналей, например, Ахчакаинская (14) и Койкырланская (15).

Верхне-Узбойский прогиб (XVI) характеризуется симметричностью структуры, субмеридиональным простиранием, размерами 220×75 км. На западе он граничит с Туаркырской системы мегантиклиналей и мегасинклинальей, на востоке – с Центрально-Каракумским сводом (XV). Его северная центриканаль простирается до государственной границы Туркменистана, а южная совпадает с юго-восточной периклиналью Туаркырской системы. Борта прогиба пологие, углы падения 1–2°. Он осложнен двумя мульдами, разъединенных седловиной. Минимальные абсолютные отметки залегания кровли меловых отложений приближаются к минус 750 м.

Бахардокская периплатформенная моноклинали. Юго-западная часть Туранской плиты на территории Туркменистана испытывает моноклиналиное погружение вплоть до Предкопетдагского краевого прогиба (XVII), формируя Бахардокскую периплатформенную моноклинали. Абсолютные отметки залегания кровли меловых отложений уменьшаются от минус 1 000 до минус 4 000 м, при среднем значении угла падения моноклинали 2–3°. Сам краевой прогиб сформировался на периферии моноклинали в неоген–четвертичное время в связи с развитием Туркмено-Иранского сегмента Средиземноморского подвижного пояса. Его структура осложнена, выделены две ванны – Казанджикская (17) на севере и Ашхабадская (18) на юге и разделяющий их Кызыларватский структурный выступ (16) (рисунок 2.5). Южное крыло Кызыларватского выступа, находящееся в непосредственной близости от Копет-Дага, сильно дислоцировано линейными складками и разломами. На западе и востоке прогиб центриклиналино замыкается, соответственно в районе юго-восточной периклинали Большого Балхана на западе и реки Теджен на востоке.

Репетекский соляной вал и Байрамалийская антиклиналь.

Репетекский соляной вал (XVIII) простирается с северо-запада от Илимской мульды (9) Северо-Туркменской зоны прогибов на юго-восток до государственной границы Туркменистана и далее протягивается на территорию Афганистана (рисунок 2.5). Его размеры – 360×20 км.

Строение наиболее приподнятой части Репетекского вала обусловлено процессами галокинеза. Ядра диапиров Шальгерич-Баба (20), Репетекского (21), Мартовского (22) и других сформированы галоидными (с включением толщ сульфатных) солями киммеридж-титонского яруса верхней юры. Максимальная мощность солей в Репетекском диапире более 2 500 м, к периферии складки она сокращается до 800–900 м. Перекрываются они верхнеогеновыми и четвертичными отложениями. Размеры диапиров и диапироидов центральной части соляного вала весьма изменчивы: их протяженность колеблется от 7 до 35 км, в поперечнике они составляют от 3 до 10 км. Рассматриваемая структурная поверхность наклонена под углами от 5–10° до 50–87° и приподнята по сравнению с недислоцированной кровлей меловых отложений на 500–1 600 м. Интенсивность галокинеза в породах Репетекского соляного вала определено уменьшается с востока на запад. Для центральных частей складок и их периклиналией характерны небольшие часто продольные дибюнктивные нарушения с амплитудами до первых сотен метров. С антиклиналями сводовой части соляного вала сопряжены располагающиеся параллельно им небольшие по ширине вытянутые компенсационные синклинали.

Байрамалийская антиклиналь (19). Западнее Репетекского соляного вала находится меридионально расположенная Байрамалийская антиклиналь длиной 150 км и шириной 20–25 км высотой 300–600 м. Асимметрия поперечной плоскости складки обусловлена разницей значений углов падения ее западного и восточного крыльев – соответственно от 3 до 7 и от 1 до 4 градусов. Сводовая часть антиклинали осложнена несколькими брахиантиклинальными складками – Северо-Байрамалийской, собственно Байрамалийской и Майской – соединенными мелкими с понижением дневной поверхности до 70–100 м седловинами. В своде Байрамалийской антиклинали залегают отложения меловой палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем, причем, отложения плиоцена и выше лежащие связаны с инверсионным наложением долины Палео-Мургаба на данную структуру. Шарнир Байрамалийской антиклинали погружается в сторону Мургабской впадины, поэтому в этом направлении наблюдается постепенное выпадение отложений некоторых подразделений палеогена.

Марыйский выступ (24) находится между Байрамалийской антиклиналью (19) и южным окончанием Бахардокской периплатформенной моноклинали (рисунок 2.5). Отложения платформенного чехла здесь залегают почти горизонтально. Даже в крыльях осложняющих выступ брахиантиклиналей углы падения не превышают одного–двух градусов, а их высота составляет 100–150 м.

Уч-Аджинское поднятие (25). С юго-запада с центральной частью Репетекского соляного вала (XVIII) соприкасается Уч-Аджинское поднятие длиной 100 км при ширине около 40 км. Структурная поверхность в его центральной части находится на отметках минус 400 м. Крылья залегают полого, углы падения не превышают 1–2°.

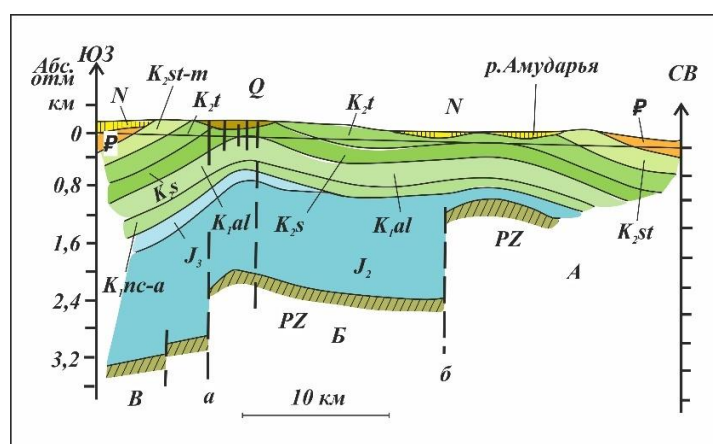
Мургабская впадина (XIX) располагается на юге-юго-востоке Туркменистана. На севере она граничит с южной центриклиналью Предкопетдагского краевого прогиба (XVII) и южным окончанием Бахардокской периплатформенной моноклинали. На севере и северо-востоке – со структурами Репетекского соляного вала (XVIII), на юге Мургабская впадина выходит за границу Туркменистана. Ее общая длина составляет около 400 км, на территории Туркмении – 300 км, ширина до 200 км. Крылья впадины залегают довольно полого, углы падения не превышают двух градусов, на более крутопадающем южном крыле этот угол составляет около 3°. В результате ундуляции шарнира во впадине сформировались осложняющие ее структуры – мульды, поднятия, седловины. Значительная, иногда до 2 000 м, глубина залегания кровли меловых отложений обуславливает большую мощность отложений кайнозоя.

На самом юге Туркменистана в юго-западной части Мургабской впадины установлена зона повышенных отметок залегания кровли меловых отложений до минус 1 600 м и минус 600 м, сформированная соответственно Тахтабазарским (28) и Карабельским поднятиями (26). Они своими южными бортами сопряжены с Калаиморской мульдой (30), в которой отметка структурной поверхности составляет минус 2 000 м.

Тахтабазарское поднятие это положительная региональная структура на западе, сопряженная с южной периклиналиью Копет-Дага. К востоку поднятие постепенно затухает. На поднятии зафиксированы несколько брахиантиклиналей. В переходной зоне от Тахтабазарского поднятия к южной периклинали Копет-Дага установлены два крупных разлома фундамента (Тедженский и Восточно-Копетдагский), которые в плитном чехле унаследованы флексурами.

В северо-восточной части Мургабской впадины выделено Южно-Каракумское поднятие (27), которое отделяет Предкарабельскую мульду (29) от Обручевской.

Бухаро-Хивинская зона ступеней предстает собой центральную часть Арало-Мургабской зоны рифтовых структур. Тектоническое дробление складчатого фундамента этой области началось еще в доюрское время. В результате (в пределах Туркменистана) были сформированы Чарджоуская и Заунгузско-Багаджинская ступени внутри которых сохранились палеовыступы фундамента (рисунки 2.5, 2.6). Погружение с востока на запад блоков фундамента, формирующих ступени, происходило по парогрэдным (образующим ступени) разломам. По Бухарскому глубинному разлому Чарджоуский блок опускался относительно Бухарского, а по Амударьинскому глубинному разлому – Багаджинский блок относительно Чарджоуского. В средней юре активное развитие разломов приостановилось и лишь единичные дизъюнктивы проявляли свою активность в неокOME–альбе. Таким образом, кровля меловых отложений в большей части дислоцирована пликативными, чаще флексуроподобными нарушениями.



Ступени: А – Бухарская, Б – Чарджоуская, В – Багаджинская;
разломы: а – Амударьинский, б – Бухаро-Мешеклинский

Рисунок 2.6 – Геологический разрез через Бухаро-Хивинскую зону ступеней

Бухаро-Хивинская зона ступеней в Туркменистане представлена Чарджоуской и Заунгузско-Багаджинской ступенями.

Чарджоуская ступень простирается вдоль восточного участка государственной границы Туркменистана с северо-запада на юго-восток. Многие составляющие ее структурные элементы находятся как на территории Туркмении, так и за ее пределами – в Узбекистане. На Чарджоуской ступени по поверхности положительных блоков складчатого фундамента в платформенном чехле сформирован ряд относительно изометричных антиклиналей, осложненных различными структурами более мелкого порядка. Антиклинали разделены понижениями фундамента. Указанные структурные элементы характеризуются различными абсолютными отметками залегания кровли меловых отложений. Например, на Кабаклинском поднятии (31) структурная поверхность поднимается до отметки минус 300 м, на Фарабской брахиантиклинали (36) Чарджоу–Алатского поднятия (32) – от минус 450 до минус 300 м, на разделяющей эти поднятия впадине кровля меловых отложений погружается до минус 400–минус 500 м. На расположенном юго-восточнее осложненном брахиантиклиналями Денгизкульском поднятии (33) она местами выходит на дневную поверхность. В Тайкырской мульде (38), разделяющей два поднятия – Чарджоу–Алатское (32) и Денгизкульское (33), структурная поверхность опущена до минус 400–минус 500 м.

Питнякская антиклиналь (35) (рисунок 2.5) находится на северном окончании Туркменской части Бухаро-Хивинской зоны ступеней. Северо-западная ее часть сопряжена с северо-восточным бортом Балкуинской мульды (8) Хорезмско-Измаильского прогиба. Антиклиналь протягивается в юг–юго-восточном направлении на 100 км, ее ширина составляет 20–25 км. Антиклиналь выполнена отложениями меловой и палеогеновой систем, обнажения которых обозначают своды осложняющих ее положительных структур. На крыльях и периклиналях эти отложения перекрыты неогеновыми и четвертичными породами. Центральная часть Питнякской антиклинали раздроблена сбросами со смещением слоев по падению сместителя на 50–60 м, реже до 200 м.

Кабаклинское поднятие (31) находится юго-восточнее Питнякской антиклинали (35). Поднятие осложнено брахиантиклиналями, в сводах которых верхнемеловые отложения выходят на дневную поверхность. Углы падения их крыльев различны; на северо-восточных склонах они составляют 3–4°, а на юго-западных – около 6–8°, что обуславливает небольшую асимметрию структур. Крыло, падающее в сторону Заунгузско-Багаджинской ступени, разорвано дизъюнктивом с вертикальной амплитудой структурной поверхности более 100 м.

Чарджоу–Алатское поднятие (32). В южной части поднятия расположена явно выраженная *Фарабская брахиантиклиналь* (36) размерами 26×16 км. Крыло брахиантиклинали, обращенное к центральной части Чарджоу–Алатского поднятия круче и выше, чем падающее к его периферии; соответственно 3° и 1–3°. Северо-западная периклиналь поднятия осложнена поперечным разрывом.

Южнее Тайкырская мульда (38) сочленяется с *Денгизкульским поднятием* (33), длина которого в субширотном направлении достигает 110 км. Денгизкульское поднятие представляет собой цепочку брахиантиклиналей, одна из которых – Самантепинская (37) с размерами 20–25×10–12 км. Углы падения ее крыльев пологие, не более 2°.

Заунгузско-Багаджинская ступень простирается к юго-западу от Чарджоуской ступени. Ширина ступени изменчива: в северной части в области примыкания Балкуинской мульды (8) Хорезмско-Измаильского прогиба к Питнякской антиклинали (35) Чарджоуской ступени она замыкается заостренной частью каплевидной Западно-Питнякской структурной террасы (39). К югу ширина ступени несколько увеличивается. Граница ее намечается сближением Репетекского соляного вала (XVIII) с Чарджоуской ступенью (рисунок 2.5). В южной части ступени ее структурные элементы выражены более четко по сравнению с северной.

Западно-Питнякская структурная терраса (39). Отложения меловой системы в ее пределах залегают практически недислоцировано, и только в небольших брахиантиклиналях углы падения структурной поверхности приобретают небольшой уклон.

Багаджинское поднятие (40) при несколько изогнутой форме, имеет общее направление протирания с северо-запада на юго-восток. В этом направлении его длина достигает 120 км. Поднятие осложнено группой пологих брахиантиклиналей, абсолютная отметка структурной поверхности в которых понижается в северном направлении от минус 100 до минус 400 м.

Малайское поднятие (41). К югу от Багаджинского поднятия (40) до Репетекского соляного вала (XVIII) располагается субширотное Малайское поднятие. В его пределах кровля меловых отложений поднимается от абсолютных отметок минус 300 до минус 200 м.

Линии простираания Багаджинского и Малайского поднятий расходятся в северо-западном направлении, что обуславливает увеличение ширины всей ступени в ее южной части.

Заунгузская мульда (42) находится в восточной части ступени вблизи Амударьинского глубинного парогрального разлома. Строение мульды осложнено отдельными брахисинклиналями. Кровля меловых отложений в пределах мульды погружается от минус 700 до минус 900 м. Северная и южная центриклинали мульды представляют собой флексуры с углами падения соединительных крыльев 2–4°.

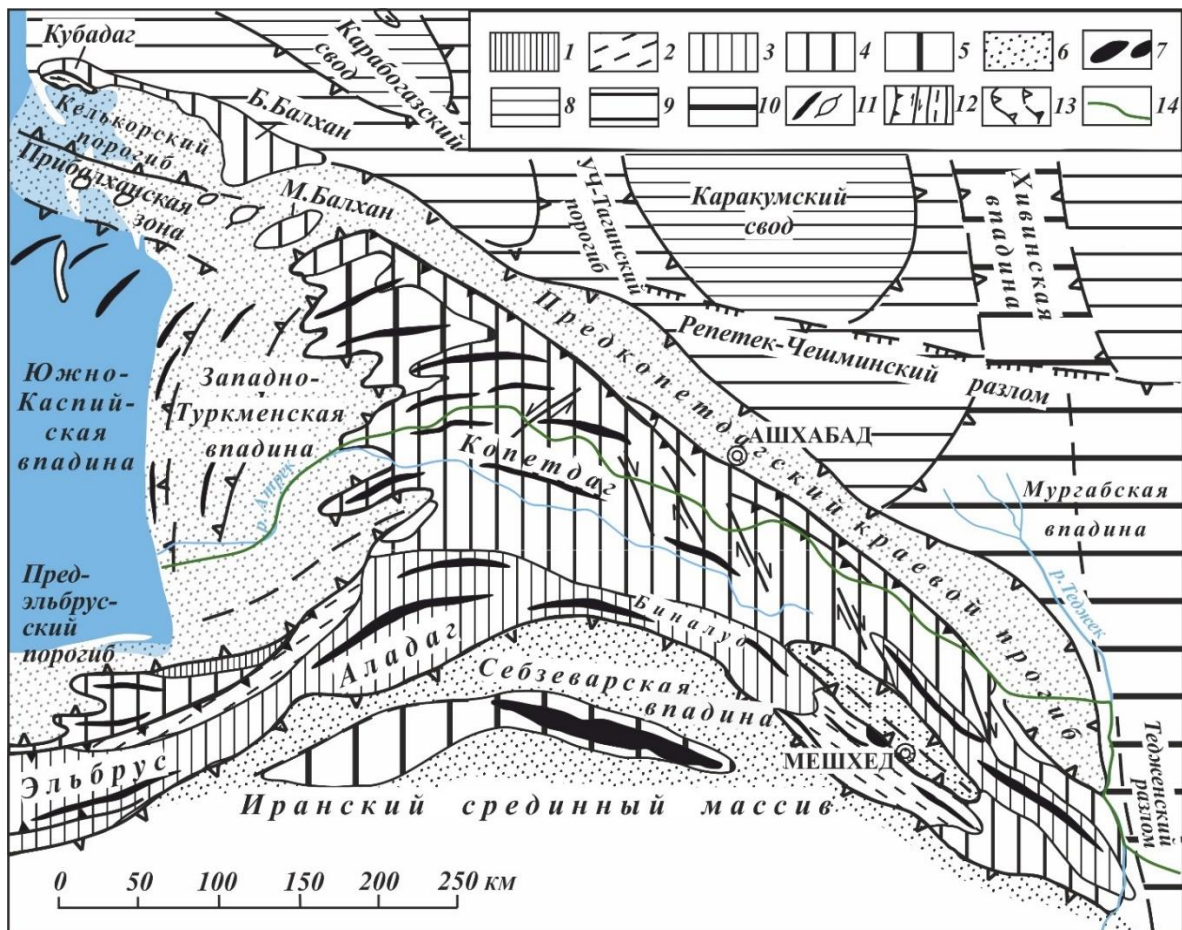
Карабекаульская мульда (43) занимает место восточнее Багаджинского поднятия (40) на границе с зоной Амударьинского парогрального разлома. Ее северная центриклинали седловиной отделена от Заунгузской мульды (42). Кровля меловых отложений в Карабекаульской мульде погружена до отметки минус 500 м.

Бешкентский прогиб (XX) находится на самом юго-востоке Туркменистана между Чарджоуской и Заунгузско-Багаджинской ступенями Бухаро-Хивинской зоны соответственно на востоке и севере и Репетекским соляным валом (XVIII) на западе. В юго-восточной центриклинали прогиба проходит западная граница Туранской плиты и эпиплатформенной орогенной области Тянь-Шаня. Эта зона осложнена многочисленными разломами и флексуроподобными изгибами. Формирование эпиплатформенной орогенной области в значительной мере обусловило строение Бешкентского прогиба. Он осложнен целой серией асимметричных антиклиналей и синклиналей, размеры которых могут составлять 11–20 км на 3–10 км, а амплитуды достигают значений 300–500 м. Многие пликвативные дислокации осложнены разломами. С юго-востока на северо-запад амплитуда складчатых нарушений закономерно уменьшается, а в сводах антиклиналей также закономерно изменяется возраст слагающих их отложений – от позднеюрского до неогенового. Отметка залегания структурной поверхности наиболее погружена в синклиналях, где она достигает значений минус 600 –минус 900 м. Размеры Бешкентского прогиба составляют 150×100 км.

2.2 Альпийская геосинклинальная область

2.2.1 Копетдагская складчатая система

В Туркменистане на южном побережье Каспийского моря к востоку простирается альпийская геосинклинальная область Копет-Дага (тюрк. – многогорье). Ее площадь составляет 28 000 км². Большая часть области расположена в пределах Ирана, на территорию Туркменистана приходится только северо-западный сектор Копет-Дага. В общем, Копет-Даг относится к Туркмено-Хорасанской дуге, которая была образована на границе Туранской плиты и Иранского нагорья и в южном Туркменистане представлена предгорьями Бадхыз и Карабиль. Туркмено-Хорасанские горы представляет собой переходную зону между горным массивом Эльбрус на западе и системой горных хребтов Паропамиза на востоке, что определяет простираание основных структур этой дуги соответственно «эльбрусское» – юго-западное и «паропамизское» – юго-восточное. Туркменская часть Копет-Дага полностью отражает оба основных направления Туркмено-Хорасанской дуги: в Западном Копет-Даге складки ориентированы в юго-западном, а в Центральном и Восточном Копет-Даге – в юго-восточном направлении (рисунки 2.7, 2.8). При этом отмечается существенное отличие и в характере антиклинальных структур Западного и Центрального Копет-Дага.



- 1–7 – альпийский складчатый пояс: 1 – выступы докембрийского основания;
 2 – складчатые зоны, сложенные палеозоем; 3 – то же, триасом и юрой; 4 – то же, мелом;
 5 – то же, палеогеном; 6 – краевые прогибы, межгорные впадины и зоны поперечного погружения мегантиклинорий, выполненные неоген-четвертичными молассами; 7 – палеозойские и мезозойские офиолиты;
 8–10 – Южно-Туранская плита: 8 – своды; 9 – крылья сводов и впадин;
 10 – впадины и прогибы; 11 – линейные и брахиморфные антиклинали;
 12 – разломы типа надвигов, сдвигов, без разделения и погребенные;
 13 – контуры впадин и поднятий в плитном чехле и молассовом комплексе;
 14 – государственные границы Туркменистана на суше

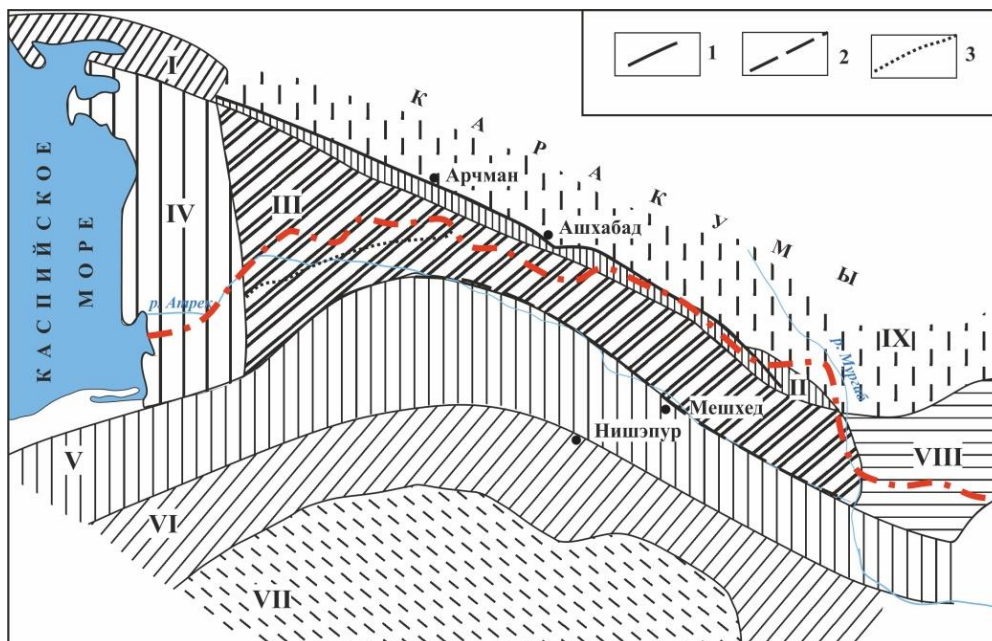
Рисунок 2.7 – Схема тектонического строения альпийских складчатых структур Туркменистана и смежных с ними зон

В западном Туркмено-Иранском сегменте (рисунок 2.7), прослеживаются три ветви альпийских сооружений. Боковая северная ветвь, выраженная мегантиклинорием Копет-Дага, к востоку постепенно сближается со средней, Эльбурс-Аладаг-Биналуудской, и затухает. Северную и среднюю ветви разделяют глубокая Южно-Каспийская котловина с корой субокеанического типа и лежащая на ее продолжении Западно-Туркменская внутренняя впадина.

Хребты средней дуги (Аладаг-Биналуудской) Туркмено-Хорасанской системы пересекают реку Гери-Руд и непосредственно переходят в крайний к западу хребет Паропамиза.

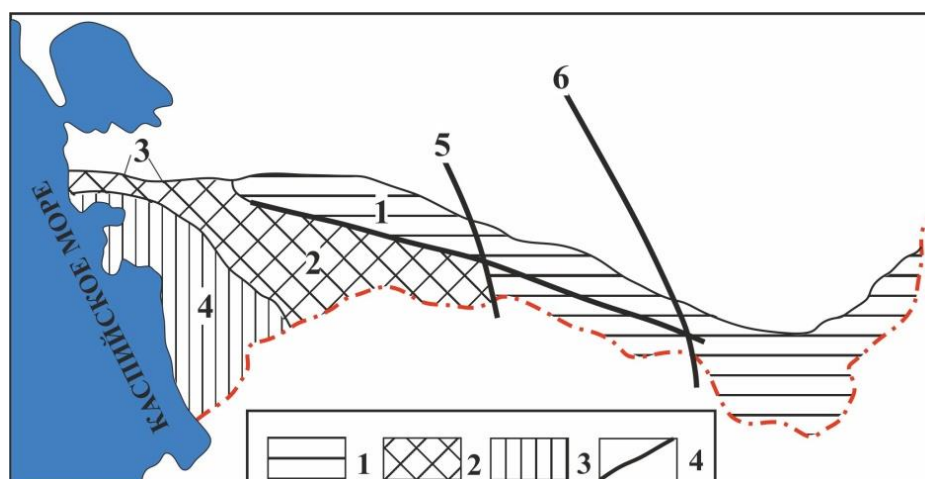
Афгано-Пакистанский сегмент отделен от Туркмено-Иранского зоной меридиональных разломов, принадлежащих к системе Урало-Оманского линеамента.

На территории Туркменистана в структуре Копетдагской альпийской складчатой системы выделяются: Копетдагский антиклинорий, Предкопетдагский прогиб и примыкающая к ним глубокая Закаспийская впадина (рисунок 2.9).



*I – Большой Балхан и Куба-Даг; II – Передовая цепь Копет-Дага;
 III – зона внутренних складок Копет-Дага; IV – зона западного погружения Копет-Дага;
 V – Биналуд-Аладагская складчатая зона; VI – Джагатайская складчатая зона;
 VII – Дешт-и-Кевир; VIII – Бадхыз и Карабиль (зона восточного погружения Копет-Дага);
 IX – Копетдатская предгорная впадина: 1 – дислокации Копетдагской термальной зоны;
 2 – Мешхед-Кучакский разрыв;
 3 – граница северного и южного типов меловых и палеогеновых отложений*

Рисунок 2.8 – Геотектоническая схема Туркмено-Хорасанской складчатой истемы



*1 – краевой прогиб: Предкопетдагский (1);
 2 – мегасинклиории: Копет-Дага (2), Большого Балхана – Кубадага (3);
 3 – межгорная впадина: Закаспийская (4);
 4 – главнейшие глубинные разломы: Южнотуркменский (5), Урало-Оманский (6)*

Рисунок 2.9 – Структурные элементы Копет-Дага

Мегантиклинорий Копет-Дага формировался на альпийской стадии тектогенеза. *Его раннеорогенная стадия развития соответствует концу миоцена–середине плиоцена. Собственно орогенная стадия продолжалась в течение среднего плицена, а ее кульминация приходится на четвертичное время. В результате эта горная система приобрела современный облик.*

Горно-складчатое сооружение Копет-Дага отделено от прилегающей Туранской плиты Предкопетдагским передовым прогибом. По северному подножью Копет-Дага проходит глубинный разлом надвигового типа (Ашхабадский), с которым связана серия источников и выходов на поверхность термальных вод (Главный надвиг термальной зоны) (рисунок 2.8). Начало формирования разломной зоны относится к среднему плиоцену, а завершение – к послелеакчагыльскому времени. К этому же разлому приурочены и эпицентры землетрясений. Разлом продолжается на северо-запад в Скифскую плиту (Пшекиш-Тырныаузский глубинный разлом).

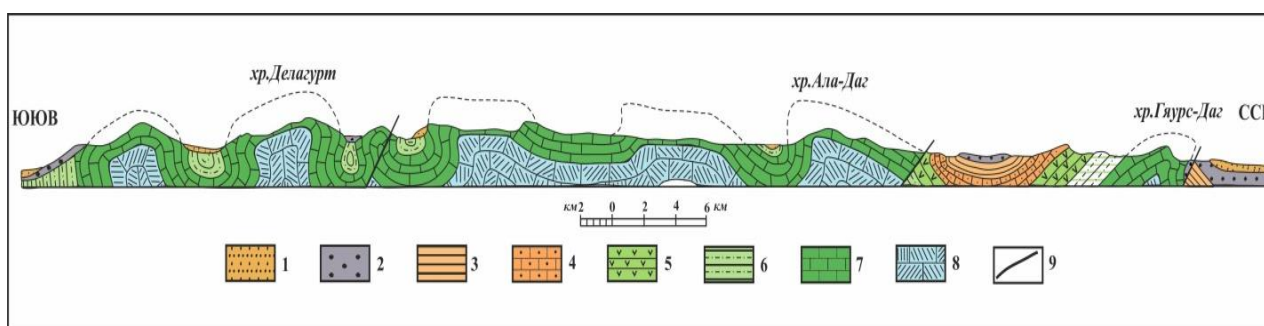
Копетдагский антиклинорий. Южнее Предкопетдагского глубинного разлома прослеживается система антиклинальных складок (передовая цепь Копет-Дага), а еще южнее – Главный антиклинорий Копет-Дага.

Орогенный комплекс мегантиклинория представлен меловыми отложениями, обнажающимися в его сводовых частях, а также образованиями кайнозоя, большей частью – палеогена, в его моноклиналях и в осложняющих структурах.

Антиклинорий состоит из веерообразных и сундучных складок, осложненных разломами (рисунок 2.10). Вдоль разломов располагаются грязевые вулканы (Кеймир, Тюлюкли, Кипящий Бугор, Порсу и др.), выходы горючих газов и жидкой нефти. На западе происходит расхождение крупных складок Копет-Дага (виргация) и они погружаются под молодые неоген-антропогеновые осадки Западно-Туркменской впадины.

На западе и юго-западе все складчатые цепи Копет-Дага, кроме Передового хребта, круто погружаются в юго-западном и запад-юго-западном направлении под покров четвертичных отложений Прикаспийской низменности. Зона юго-восточного погружения Копет-Дага являются складки Бадхыза, Карабиля и Кушкинского района (рисунок 2.8).

К юго-западу от Копет-Дага и Большого Балхана располагается *Западно-Туркменская (Закаспийская или Чикишлярская) межгорная впадина*, представляющая собой восточную окраину обширной Южно-Каспийской депрессии. Начало формирования межгорной впадины приходится на олигоцен–миоценовую эпохи. Она выполнена преимущественно мощной толщей (от 3–5 км и более) неогеновых и четвертичных терригенных отложений.



- 1 – аллювий и пролювий; 2 – континентальные отложения (P–Q);
 3 – средний и верхний эоцен–нижний олигоцен (P₂²–P₃¹);
 4 – палеоцен–нижний эоцен (сузакский и бухарский ярусы – P₁–P₂¹);
 5 – верхний мел (K₂); 6 – ант (K_{1a}) и альб (K_{1al}); 7 – валанжин–баррем (K_{1v}–br);
 8 – верхняя юра (J₃); 9 – тектонические контакты

Рисунок 2.10 – Геологический разрез Копетдагского антиклинория между Новым Кучаном и станцией Гяуре

Малый Балхан. Хребет Малый Балхан представляет собой вытянутую с восток-северо-востока на запад-юго-запад несимметричную брахиантиклинальную складку, выполненную породами от меловых до нижне-четвертичных. На поверхности сохранились главным образом более пологое южное крыло и ядро, образованное плотными известняками неокома. Северное крыло опрокинута и надвинута к северу; оно отделено от остальной части антиклинали крупным продольным разрывом и погружено под дневную поверхность. Отложения акчагыла и апшерона, развитые в области предгорных возвышенностей вдоль северо-западного склона Малого Балхана, изогнуты в пологую синклиналь.

Малый Балхан следует считать северо-западным окончанием Копет-Дага, о чем свидетельствуют их одинаковый возраст, общая геологическая история, ориентировка и форма складок. Малый Балхан, как и Копет-Даг, в основном плиоценовое сооружение, в то время как Большой Балхан образован доплиоценовой дислокацией.

3 СТРАТИГРАФИЯ

3.1 Породы фундамента

Породы фундамента Туранской плиты в пределах Туркменистана и ее горных обрамлений отчетливо разделяются на два структурных яруса.

Нижний ярус – доорогенный комплекс. К нижнему (доверхнепалеозойскому) ярусу относятся отложения, накопление которых происходило в течение байкальского, каледонского и начала герцинского этапов геосинклинального развития.

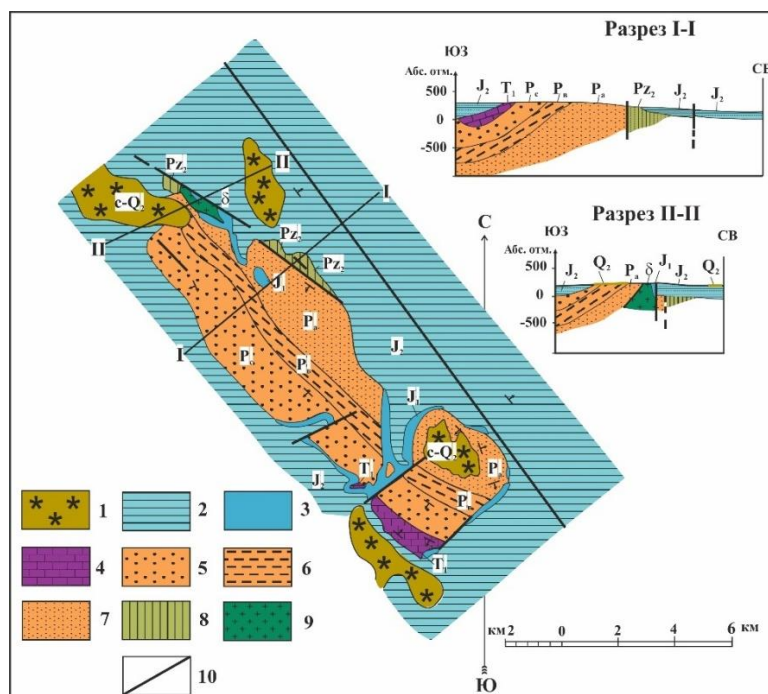
Верхний ярус – орогенный комплекс представлен верхнепалеозойско-триасовыми отложениями.

3.1.1 Доверхнепалеозойский структурный ярус

Породы доорогенного комплекса достаточно полно изучены по материалам бурения к северо-западу и югу от Кызылкумских гор на территории Южного Приаралья и Бухаро-Хивинской зоны ступеней.

Здесь многочисленными скважинами под различными горизонтами платформенного чехла вскрыты преимущественно магматические образования разного типа. Среди них преобладают граниты и гранодиориты. Второе место занимают эффузивные породы и туфы. Осадочно-метаморфические породы с преобладанием различного типа сланцев обнаружены в подчиненных количествах.

В своде Туаркырской мегантиклинали на сравнительно небольших участках наблюдаются выходы пепельно-серых глинистых и черных кремнистых сланцев и кварцитов, прорванных интрузией габбро. Эти породы условно относятся к среднему палеозою (рисунок 3.1). Их видимая мощность не выходит за пределы первых сотен метров.



- 1 – четвертичные (такырные) 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

Рисунок 3.1– Геологическая карта района Кызылкия в размытом ядре Туаркырской антиклинали

Породы складчатого фундамента (нижний ярус) выходят на поверхность также на незначительных по площади участках ядра Куба-Дагской мегантиклинали. Здесь на северном побережье залива Туркменбаши в окрестностях г. Туркменбаши и на острове Дагада обнаружены различные по составу эффузивы, гранито-гнейсы, измененные габброиды, биотитовые и лейкократовые граниты и диориты. Господствующее положение занимают эффузивы. По данным определения абсолютного возраста и последовательности извержения, наиболее древними являются гранито-гнейсы (нижний палеозой), а наиболее молодыми – лейкократовые граниты и эффузивы среднего состава, верхний возрастной предел которых может заходить в поздний палеозой.

К северу от Куба-Дагской мегантиклинали породы доверхнепалеозойского структурного яруса вскрыты скважинами на территории Карабогазского свода. Скважины, расположенные на полуострове Омчалы и Южной Прикарабогазской косе (Карши), под отложениями платформенного чехла вскрыли граниты, плагиоклазовые фельзит-порфиры и роговообманковые сланцы. Возраст этих пород, определенный калий-аргоновым методом, составляет в одном случае 440 млн лет, а в другом – 302 млн лет, что соответствует ордовику и карбону.

В пределах Центрально-Каракумского свода скважинами вскрыты породы фундамента, представленные гранитоидами, туффитами, кислыми эффузивами и габбро-диабазам. Абсолютный возраст гранитов составляет 330 млн лет (карбон). Несколько меньшие цифры получены для липаритового туфопесчаника – 275 млн лет (пермь).

В восточной части Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей породы доверхнепалеозойского структурного яруса фундамента вскрыты несколькими скважинами в пределах Айбугирской антиклинали. Наиболее древние из них обнаружены непосредственно под отложениями платформенного чехла в ее ядре. Они сложены хлоритово-серицитовыми сланцами, песчаниками и конгломератами, которые сильно рассланцованы и метаморфизованы. Возраст рассматриваемых пород определяется доверхнедевонским. Более молодые горизонты палеозоя вскрыты бурением на западной периклинали Айбугирской антиклинали. Они представлены мраморизованными доломитами, известняками и известковистыми песчаниками. Аналогичные породы широко распространены в разрезах среднего палеозоя Султан-Уиздага. Вскрытая мощность пород фундамента здесь не выходит за пределы первых сотен метров.

3.1.2 Верхний структурный ярус (верхний палеозой–триас)

В границах Южно-Туранской плиты, за исключением апикальных участков Карабогазского и Центральнокаракумского сводов, распространены маломощные (до 1–3 км) образования верхней перми–нижнего триаса, мощностью до 1–3 км, представленные терригенными красноцветными, в нижней части терригенно-карбонатными толщами, а местами также вулканитами, тяготеющими к верхам разреза.

В пределах Туаркыра породы верхнего структурного яруса обнажены лишь на небольшом участке. Они представлены грубозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. Отмечаются прослои аргиллитов, вулканических туфов и покровы эффузивов. В верхней части разреза встречаются пласты известняков с нижнетриасовой фауной. В формационном отношении рассматриваемые породы относятся к красноцветной молассе. По возрасту они принадлежат к верхней перми и нижнему триасу. Видимая общая мощность пород верхнего структурного яруса фундамента в пределах Туаркыра достигает 4 000 м.

Породы верхнего структурного яруса фундамента значительно распространены вдоль крайней южной периферии Туранской плиты в хребте Банди-Туркестан. Здесь развиты мощные толщи пород всех отделов триаса, которые сложены преимущественно известняками, глинистыми сланцами и песчаниками. Конгломераты и гравелиты играют в разрезе меньшую роль. В ряде мест отмечаются вулканогенные толщи, достигающие нескольких сотен метров мощности. Общая мощность пород триаса в Банди-Туркестане достигает 3 000 м.

В пределах Бухаро-Хивинской области несколькими скважинами встречены красноцветные обломочные неотсортированные породы, слабо уплотненные, имеющие небольшую мощность.

Эти породы распространены на небольших по площади изолированных участках. На подстилающих породах нижнего структурного яруса фундамента они залегают резко несогласно. Рассматриваемые породы, по-видимому, принадлежат к верхним горизонтам верхнего структурного яруса фундамента, по возрасту относящимся к поздней перми–раннему триасу.

В пределах Центрально-Каракумского свода между палеозойскими гранитами и отложениями юры вскрыты туфопесчаники, туфы и туфолавы. Они здесь заполняют небольшие по площади и глубине впадины рельефа палеозойских гранитов. Эти породы принадлежат к верхнему структурному ярусу фундамента, а возраст их устанавливается как позднепалеозойский.

3.2 Стратиграфия плитного чехла

Собственно плитный чехол начинается с трансгрессивно залегающих на разновозрастных образованиях (от докембрия до триаса) отложениях нижней и средней (местами только средней) юры, распространенных на большей части плиты, кроме Карабогазского и Центральнокаракумского сводов (Приложение А).

3.2.1 Мезозойская эратема (юрская и меловая системы)

Юрская система.

Нижняя и средняя юра.

Отложения выходят на поверхность в западной части Туркменистана двумя разобщенными участками на сравнительно небольших площадях (Приложение А). Большую площадь эти отложения занимают к востоку и юго-востоку от лагуны Кара-Богаз-Гол, в пределах Туаркырского антиклинального поднятия. Второй, меньший по площади выход этих отложений находится южнее, в горной системе Большого Балхана. Помимо этих двух районов, ниже- и среднеюрские отложения играют существенную роль в геологическом строении Гаурдак-Кугитангского района. Здесь они вскрыты буровыми скважинами; на поверхность они выходят на восточном склоне Кугитангского хребта.

Отложения нижней юры, в общем, представлены сероцветными песчано-глинистыми угленосными лимническими толщами, в западной части плиты (Мангышлак, Туаркыр) переходящими в паралические угленосные и пестроцветные мелководно-морские (рисунок 3.2). Во всех трех районах (Туаркырское антиклинальное поднятие, Большой Балхан и Гаурдак-Кугитангский район) *с отложениями нижней и средней юры связаны месторождения газа, нефти и углей.*

Большой Балхан. Отложения нижней и средней юры слагают размытый свод Большешалханской антиклинали. Среднеюрские образования согласно перекрываются верхнеюрскими. По литологическим признакам отложения делятся 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.

К *верхнему лейасу* (J_1^3) относятся нижние горизонты сланцевой толщи, обнажающиеся в ядре антиклинали, представленные однородными плотными глинистыми сланцами темно-серого, почти черного цвета (рисунок 3.2). Видимая мощность отложений составляет около 250 м.

Байосский ярус (J_2b). К этому ярусу относится большая часть «нижних черных глинистых сланцев» и незначительная нижняя часть вышележащей песчанико-сланцевой толщи. Отложения представлены главным образом черными или темносерыми плотными глинистыми сланцами, подобными нижележащим. Общая мощность байосских отложений составляет 800–900 м и более.

К *батскому ярусу* (J_2bt) относится большая часть песчано-сланцевой толщи Большого Балхана (рисунок 3.2). Отложения развиты в периферической части размытого свода антиклинальной структуры. Они представлены серией чередующихся слоев песчаников и сланцев. Цемент песчаников известковый, реже известково-железистый или глинистый. Глинистые

и песчано-глинистые сланцы образуют по преимуществу тонкие прослой между песчаниками и лишь изредка слагают более мощные пачки. В толще присутствуют обогащенные углистым веществом глинистые сланцы мощностью до 2 м, реже встречаются прослой углей мощностью до 0,7 м. Наибольшая концентрация углей наблюдается в районе Ягманского месторождения.

Мощность батских отложений очень непостоянна. В среднем она составляет примерно 1 200–1 300 м.

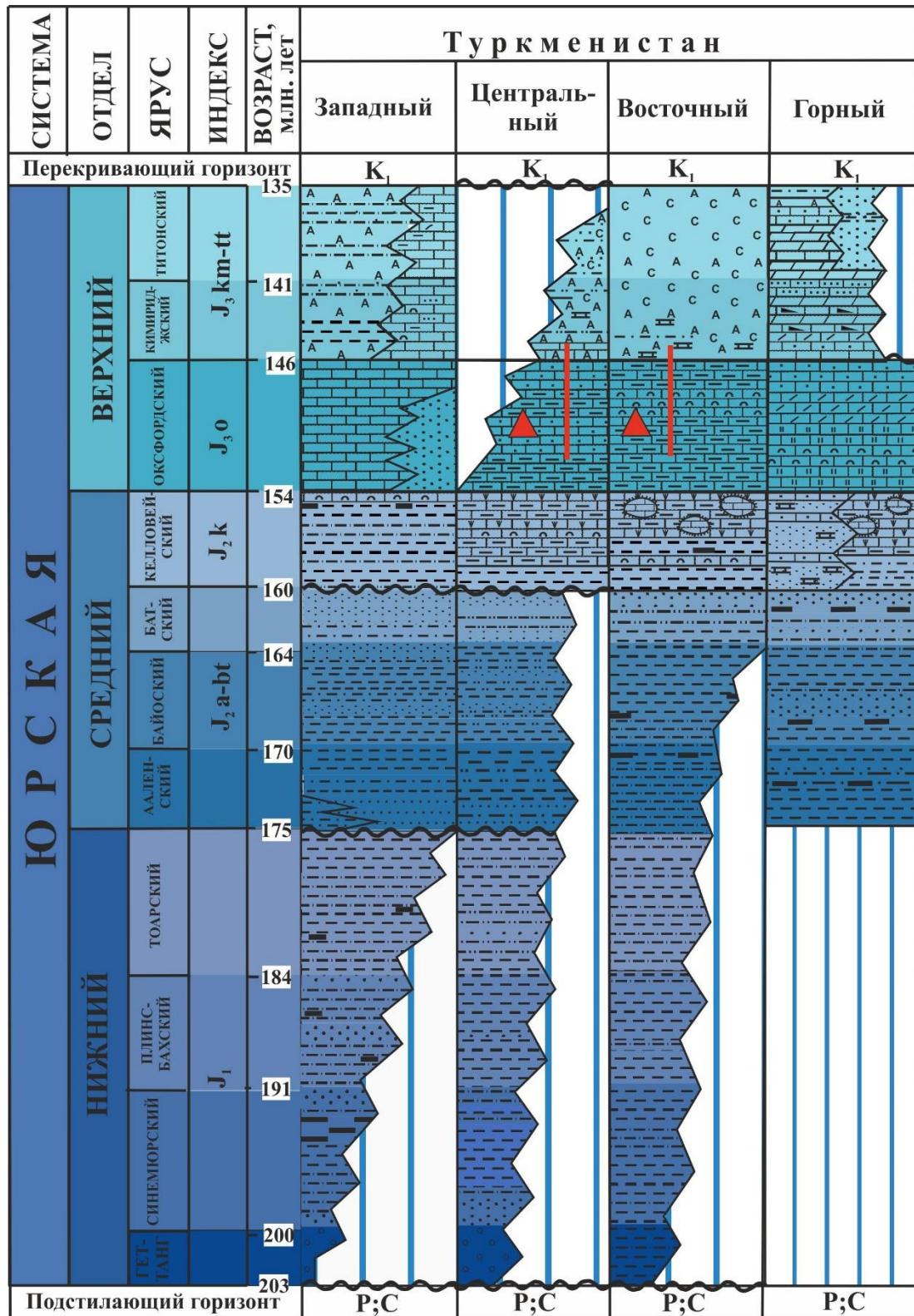
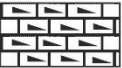
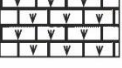
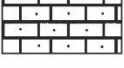


Рисунок 3.2 – Геологическая колонка отложений юрской системы, лист 1

Условные обозначения к геологическим колонкам

Осадочные горные породы

| | | | |
|---|--|---|---------------------------------|
|  | — Конгломераты |  | — Известняки глинистые, мергели |
|  | — Песчаники (пески) полимиктовые |  | — Известняки битумизированные |
|  | — Алевропесчаники (пески глинистые) |  | — Калькарениты |
|  | — Алевролиты (алевриты) |  | — Известняки доломитизированные |
|  | — Аргиллит |  | — Известняки органогенные |
|  | — Доломиты |  | — Гипсы, ангидриты |
|  | — Известняки |  | — Соль каменная |
|  | — Известняки песчанистые |  | — Органогенные постройки |
|  | — Известняки ракушечниковые |  | — Угли бурые, лигниты |
|  | — Перерыв в осадконакоплении |  | — Осадки неизвестны |

Полезные ископаемые

| | | | |
|---|------------------------------|---|--|
|  | — Газовые и газоконденсатные |  | — Газоносные и газовмещающие горизонты |
|---|------------------------------|---|--|

Рисунок 3.2 – Геологическая колонка отложений юрской системы, лист 2

Туаркыр. Отложения нижней и средней юры развиты в сводовой части Туаркырской антиклинали (Приложение А). Окаймляющие ее моноклинальные 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.

Юрские отложения лежат на размытой поверхности пермских, триасовых и более древних палеозойских отложений. Дислоцированность нижележащих толщ приводит к резкому угловому несогласию между ними и юрой.

Нижняя юра (J₁). Нижнеюрские отложения представлены пластами бокситоподобных пород, глинистых песчаников, глин, углистой глины и углей.

Средняя юра (J₂). Отложения залегают на размытой поверхности нижнеюрских или с резким угловым несогласием на палеозойских и триасовых породах. Мощность отложений средней юры достигает 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.

Континентальная угленосная толща представлена чередованием пластов, прослоев и линз песчаников, глинистых песчаников и песчанистых и непесчанистых глин, нередко переходящих друг в друга по простиранию.

Морская толща начинается очень выдержанным горизонтом массивных средне- и крупнозернистых песчаников, содержащих многочисленные ожелезненные и окремненные обломки стволов деревьев, нередко достигающие крупных размеров. Песчаники залегают на размытой поверхности угленосной толщи. Их мощность колеблется 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.

Келловейский ярус (J_2k). Отложения лежат с видимым согласием на подстилающих породах, но резко отличаются от них наличием крупной и разнообразной морской фауны. В пределах района келловейские отложения обнаруживают значительную изменчивость в отношении мощности и литологического характера.

Гаурдак-Кугитангский район. Отложения нижней и средней юры залегают под толщей верхнеюрских и меловых пород.

Нижний и средний лейас (J_1^{1-2}). Нижняя часть отдела сложена плотными, крепкими кварцевыми средне- и мелкозернистыми песчаниками светлосерого цвета, мощностью от 100 до 178 м. Выше отложения представлены чередованием глинистых и песчанистых сланцев с песчаниками и пластами углистых сланцев и угля. Мощность угольных пластов обычно составляет несколько сантиметров и, как правило, не превышает 20 см. Мощность наиболее крупного и выдержанного пласта угля колеблется от 0,53 до 1,17 м. Исходным материалом во всех случаях являлись стеблевые части растений. Мощность отложений достигает 190–240 м.

Байосский ярус (J_2b). Толща морских отложений представляет собой чередование песчаников и песчанистых сланцев с подчиненным количеством глинистых сланцев, мощностью 105 м на севере до 56 м на юге.

Батский ярус (J_2bt). Отложения представлены преимущественно континентальными глинистыми сланцами, заключающими прослойки песчаников, углистых сланцев и угля. Мощность отложений около 160 м.

Верхнеюрские отложения широко распространены в пределах Туркменистана, за исключением, возможно, крайней северо-восточной ее части (рисунок 3.2). 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 республики.

Верхняя юра начинается терригенно-карбонатной толщи, верхняя часть которых (гаурдакская свита– J_3km-tt) на юго-востоке плиты (Мургабской впадине) замещается трансгрессивно залегающей соленосной толщей с мощными пластами сульфатов и каменной соли. Общая мощность юры составляет от 0,5 до 1,2 км.

Отложения нижней юры, в общем, представлены сероцветными песчано-глинистыми угленосными лимническими толщами, в западной части плиты (Мангышлак, Туаркыр) переходящими в паралические угленосные и пестроцветные мелководно-морские (рисунок 3.2)

Большой Балхан. Отложения представлены в основном весьма плотными, хорошо противостоящими разрушению породами. По своему составу отложения подразделяются на две части: нижнюю, известково-песчанистую (келловей – J_2k) и верхнюю, сложенную более чистыми карбонатными образованиями (оксфорд до титона включительно – J_3o-tt). Мощность отложений верхней юры возрастает от 540 м до 1 000 м с севера на юг.

Куба-Даг. К западу от Большого Балхана на южной окраине полуострова Туркменбаши верхнеюрские отложения вместе с перекрывающими их нижнемеловыми слагают гряды

Куба-Даг. Образования верхней юры прослеживаются вдоль всего Куба-Дага. По литологическим признакам отчетливо выделяются три части разреза. Нижняя состоит из плотных массивных или толстослоистых известняков, частично доломитизированных (оксфорд-кимеридж – J_3km). Пласты имеют светло-серый, реже темно-серый цвет.

Выше согласно залегает толща, представленная внизу чередованием песчанистых известняков и известковистых песчаников, а выше – доломитами и доломитовыми мергелями (кимеридж – J_3km), мощностью до 10 м.

Верхняя часть представлена красноцветными породами, литологический состав которых претерпевает очень существенные изменения. На западе она 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. Вся верхняя часть представляют собой континентально-лагунные отложения титонского яруса (J_3tt). Общая мощность достигает 250 м.

Туаркыр. В разрезах Туаркыра отложения средней юры без признаков перерыва перекрываются морскими верхнеюрскими отложениями. Последние подвергались здесь в эпоху, предшествовавшую меловой трансгрессии, сильному, местами полному размыву. Поэтому даже в наиболее полных разрезах юрские отложения представлены лишь двумя, своими нижними ярусами – келловейским (J_2k) и частично оксфордским (J_3o).

В пределах Туаркырского района отложения верхней юры не имеют значительного площадного распространения. Вследствие большей устойчивости верхнеюрских пород по сравнению со среднеюрскими и нижнемеловыми все выходы верхнеюрских отложений приурочены к положительным формам рельефа – моноклинальным грядам и останцовым возвышенностям (гряды Туаркыр, Кяфигшемская, Огры-Даг, горы Чаирли, Доунгра, Бейнеу).

Оксфордский ярус (J_3o). Келловейские отложения перекрываются известняковой толщей, образующей вершины моноклинальных гряд и останцовых гор. Это довольно однородная толща сильнотрещиноватых плотных известняков, непостоянной, но вообще светлой окраски с кремневыми и халцедоновыми включениями, которые в отдельных пластах совершенно переполняют породу. Мощность известняков составляет 15–30 м.

Более высокие ярусы – кимеридж (J_3km), титон (J_3tt) – были частично размывы, частично же им соответствовал по времени перерыв в ходе процесса седиментации, вызванный слабыми тектоническими движениями конца юрского времени.

Копет-Даг. Верхнеюрские отложения являются наиболее древними образованиями, обнажающимися в пределах Копет-Дага на территории Туркменистана. На дневную поверхность на очень небольших площадях выходит самая верхняя часть верхнеюрских отложений, соответствующая титону (J_3tt) и отчасти, кимериджу (J_3km).

Верхняя юра слагает ядро антиклинальной складки Передового хребта. Она представлена здесь темно-серыми битуминозными плотными известняками с мергелистыми прослойками, сменяющимися затем чередованием более светлых известняков и мергелей с прослойками белого гипса и ангидрита. Выше следуют кристаллические зернистые и плотные известняки с мергелистыми прослойками. Мощность всей толщи достигает 430 м.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что район Копет-Дага в конце позднеюрской эпохи являлся областью, накопления сравнительно мощных лагунно-морских карбонатных и частично химических осадков. Ниже описанных лагунно-морских образований залегает 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 Туркменистана приурочены к юго-западному окончанию отрогов горной системы Гиссарского хребта. Они слагают западный склон хр. Кугитангтау.

По литологическому составу осадки могут быть подразделены на две свиты: нижнюю – известковую и верхнюю – соляно-гипсовую, за которой укрепилось название *гаурдакской* (J_3km-tt).

Келловейский (J_2k) и *оксфордский* (J_3o) ярусы. Отложения представлены серыми и зеленовато-серыми мергелистыми глинами и мергелями с подчиненными пластами плотных, в отдельных случаях ракушечных и песчаных известняков. Общая мощность известняков 730–900 м.

Известняковая толща согласно перекрывается соляно-гипсовой гаурдакской свитой (J_3km-tt), представленной толщей каменной соли, содержащей включения и пропластки ангидрита и глины, а в верхней части – также пласты, обогащенные калийными солями. Венчается свита покровными ангидритами, которые или образуют один мощный пласт, или чередуются с пластами красной или голубой глины. Общая мощность свиты достигает 800–850 м.

Выше залегает толща красноцветных глин и песчаников, известная под названием *карабийской свиты* (K_{1b-v_1}). Следов перерыва между гаурдакской и карабийской свитами нет.

Меловая система

Отложения меловой системы в пределах Туранской плиты распространены повсеместно (Приложение А).

Нижний мел представлен сероцветными песчано-алеврито-глинистыми мелководно-морскими толщами, нижняя часть которых (неоком – валанжинский (K_{1v}), готеривский (K_{1g}) и барремский (K_{1br}) ярусы) переходит на юго-западе в карбонатные, а на востоке – в пестроцветные континентальные фации. Верхний мел представлен в северо-восточной части плиты сероцветными терригенными отложениями, верхи которых (*сенонский надъярус – коньяк-маастрихт* – K_{2k-m}) замещаются к юго-западу толщами мергелей и пясчег мела.

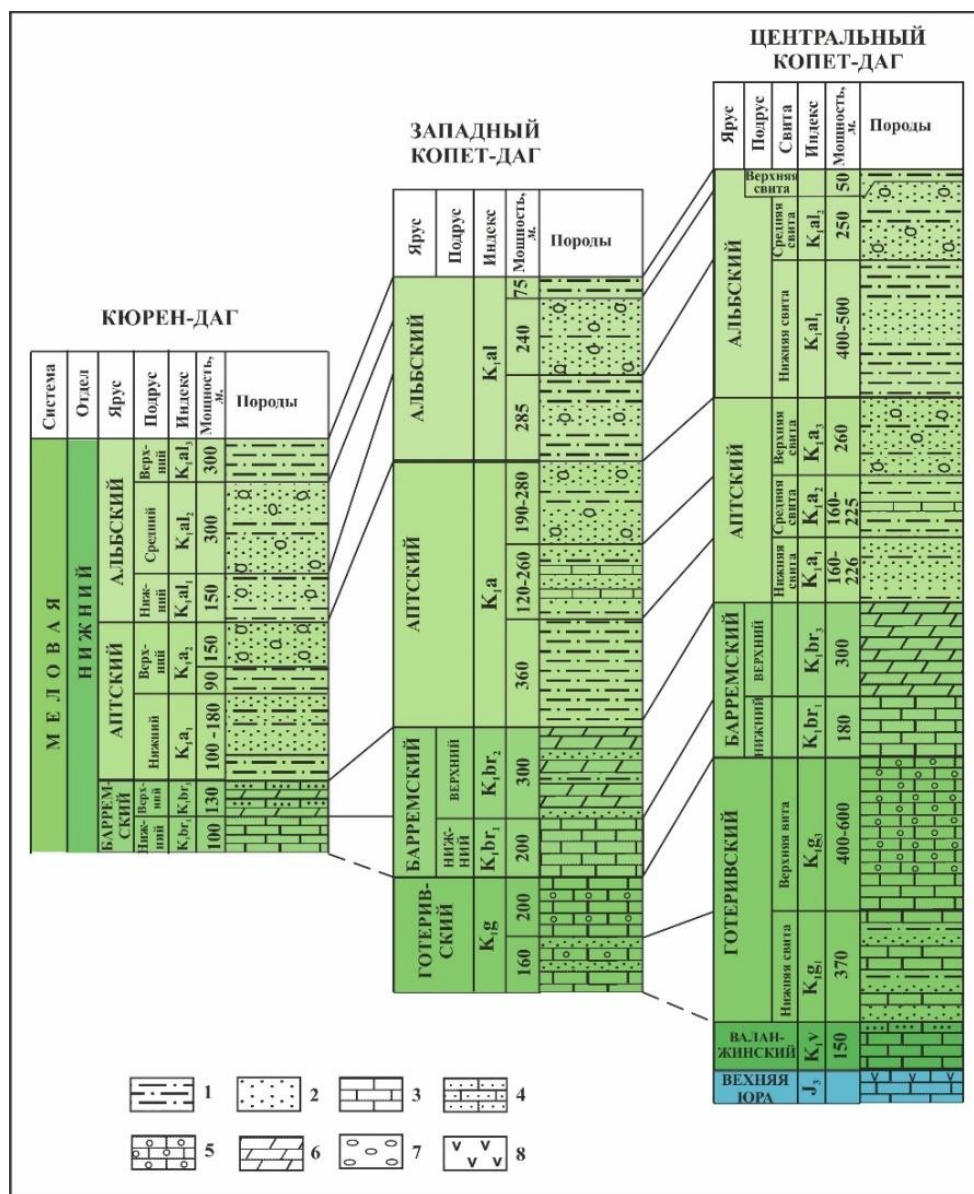
Нижний мел. Отложения нижнего отдела меловой системы на территории Туркменистана распространены значительно шире, чем более древние геологические образования. Выходы их на поверхность приурочены к складчатым районам западной и южной частей республики и ее юго-восточной окраины: Туаркыру, Куба-Дагу, обоим 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. Отложения нижнего мела широко распространены и на остальной площади Туркменистана, залегая здесь под более или менее значительной толщей более молодых отложений. Лишь в ядрах глубоко размытых антиклиналей Большого Балхана, Туаркыра, Гаурдака и Кугитангтау нижнемеловые отложения полностью уничтожены позднейшей денудацией. Характерными особенностями нижнемеловых отложений являются: а) полнота разреза, нередко представленного непрерывной серией осадков от валанжинского яруса (K_{1v}) до верхов альбского яруса (K_{1al}) включительно; б) значительные мощности, достигающие суммарных значений от 500–600 до 2 000–2 500 и 3 000 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.

Копет-Даг и Малый Балхан. Отложения нижнего мела играют исключительную роль в строении Копет-Дага. Они слагают все основные хребты этой горной системы и некоторые межгорные понижения. Хребет Малый Балхан также в большей своей части сложен нижнемеловыми отложениями. Нижний мел Копет-Дага и Малого Балхана представлен исключительно осадочными породами морского происхождения. Общая мощность нижнего мела в западной части Копет-Дага составляет 2 000–2 500 м, в Центральном Копет-Даге увеличивается до 4 000 м, а к востоку уменьшается.

Всю толщу нижнемеловых образований Копет-Дага и Малого Балхана по фациально-литологическим признакам можно расчленить на два комплекса. Нижний, отвечающий всему неокому, представлен в основном карбонатными породами, главным образом известняками. Верхний, включающий отложения аптского (K_{1a}) и альбского (K_{1al}) 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 рисунке 3.3.

Граница между юрой и мелом в Центральном Копет-Даге условно проводится в основании темных мергелистых известняков, содержащих остатки ископаемых валанжинского яруса, или в основании подстилающей их небольшой пачки оолитовых известняков.

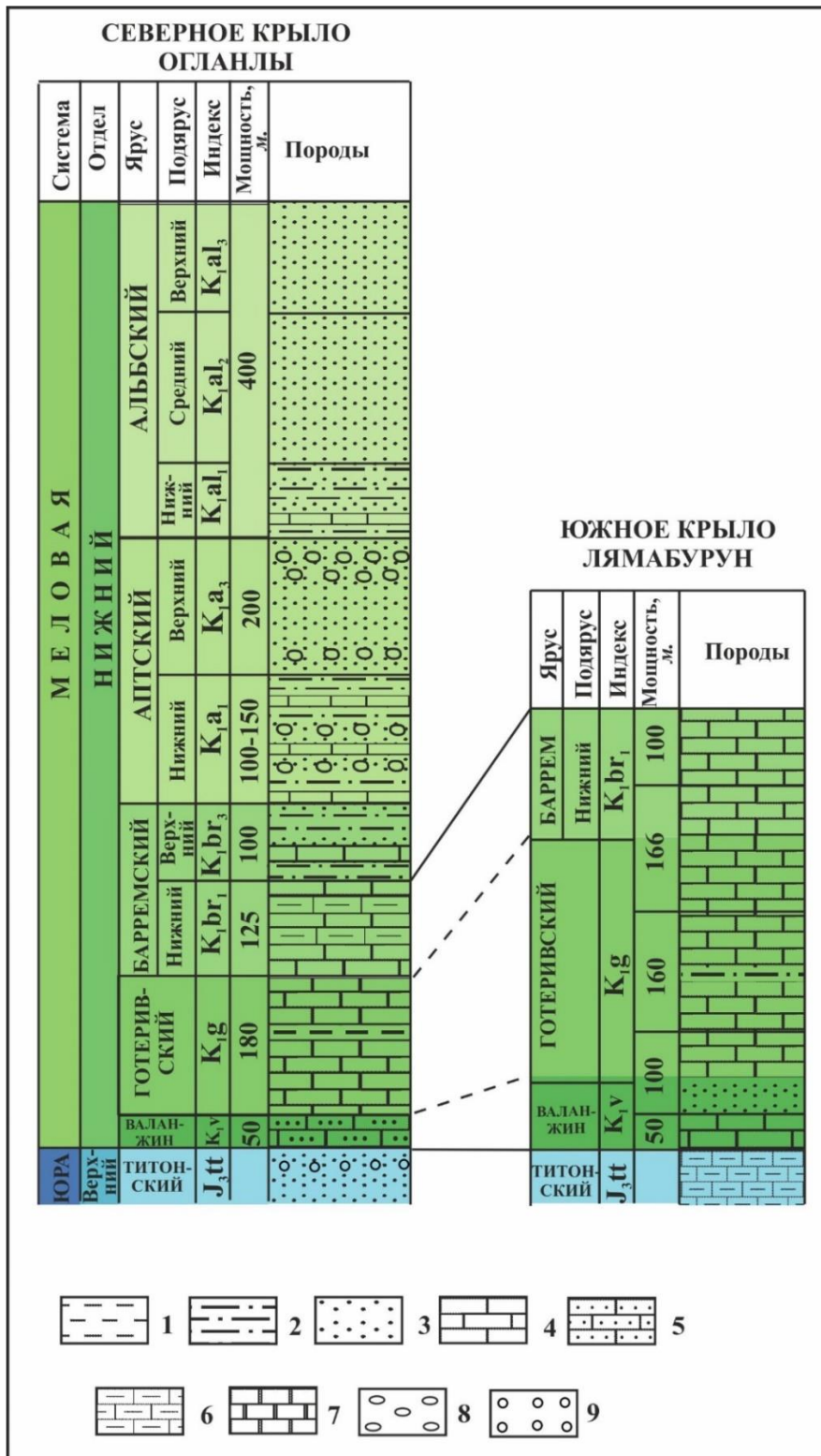
Большой Балхан и Куба-Даг. В антиклинальных структурах Большого Балхана и Куба-Дага нижнемеловые отложения играют существенную роль. Наибольшее развитие имеют неокомские отложения (K_{1b}–br). Значительно менее распространены в рассматриваемых районах отложения, аптского (K_{1a}) и альбского (K_{1al}) ярусов.



1 – глины и алеволиты; 2 – песчаники; 3 – известняки; 4 – известняки песчанистые; 5 – оолитовые известняки; 6 – мергели; 7 – конкреции; 8 – гипсы

Рисунок 3.3 – Разрезы нижнего мела в Копет-Даге

Разрезы неокомских отложений Большого Балхана и Куба-Дага резко различаются; отложения аптского и альбского ярусов в обоих районах представлены сходными осадками. Поэтому неокомские отложения Большого Балхана и Куба-Дага описаны отдельно, тогда как описание аптских и альбских отложений дано одновременно для обоих районов. Сводный разрез нижнемеловых отложений Большого Балхана показан на рисунке 3.4.



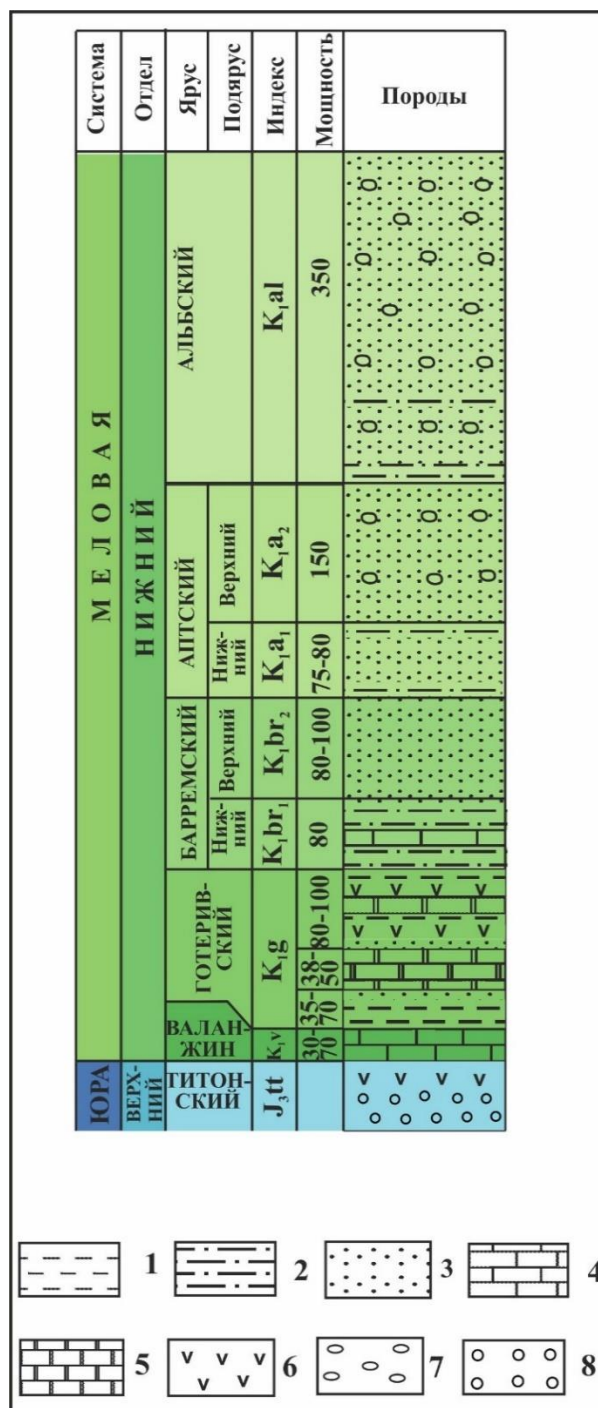
1 – глины; 2 – песчаные глины; 3 – песчаники; 4 – известняки; 5 – песчаные известняки; 6 – глинистые известняки; 7 – доломиты; 8 – конкреции; 9 – конгломераты

Рисунок 3.4 – Разрезы нижнего мела в Большом Балхане

Неоком Большого Балхана. Разрез неокомских отложений Большого Балхана сходен с Копетдагским. Отложения неокома представлены здесь также морскими осадками, в которых преобладающая роль принадлежит известнякам. Отложения неокома ложатся трансгрессивно на размытую поверхность юрских отложений.

Отчетливо различаются известняковая толща, соответствующая отложениям от *валанжина* (K_{1v}) до *нижнего баррема* (K_{1br_1}) включительно, и песчано-глинистые отложения, относящиеся к *верхнему баррему* (K_{1br_2}).

Неоком Куба-Дага. Отложения выражены сложно построенной толщей, представляющей собой чередование осадков морского, лагунного и, может быть, континентального происхождения (рисунок 3.5). 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.



1 – глины; 2 – песчанистые глины; 3 – песчаники; 4 – известняки; 5 – доломиты;
6 – гипсы; 7 – конкреции; 8 – конгломераты

Рисунок 3.5 – Разрез нижнего мела в Куба-Даге

Валанжин (K_{1v}) представлен карбонатными породами (плотные массивные и толсто-слоистые известняки, в значительной части доломитизированные, среди которых в нижней части, а также у кровли имеются пласты доломитов и доломитовых мергелей), залегающая без признаков несогласия на лагунно-континентальных отложениях титонского яруса (J_{3tt}). Мощность не превышает 30–35 м, в западной части Куба-Дага увеличивается до 70 м.

Готерив (K_{1g}) представлен толщей, пестрой по литологическому составу и изменяющей свой характер по простиранию. Она отчетливо распадается по литологическим признакам на три свиты. Нижняя свита мощностью от 35 до 70 м состоит из красновато-бурых и зеленовато-серых глин, алевролитов и песчаников с маломощными прослоями и желваками гипса, а также пелитоморфного доломитизированного известняка.

Средняя свита мощностью 38–50 м представлена серыми зернистыми (песчаникоподобными) доломитизированными известняками и доломитами, лишенными остатков фауны.

Верхняя свита общей мощностью около 80–100 м характеризуется наличием двух гипсоносных горизонтов, разделенных десятиметровой пачкой серых доломитизированных известняков, доломитов и песчаников. Гипсы в этой свите образуют пласты мощностью от 0,15–0,20 до 6–7 м.

Баррем (K_{1br}). Отложения представлены целиком морскими осадками. По литологическим и фаунистическим признакам выделяются две толщи, нижняя (зеленые мергелистые глины, чередующиеся с пластами зеленовато-серых пелитоморфных, обычно мергелистых известняков. Общая мощность толщи достигает 80 м.

Верхняя толща, связанная с нижней постепенным переходом, представлена темно-серыми, безкарбонатными песчанистыми глинами, чередующимися с зеленовато-желтыми слабыми мелкозернистыми песчаниками и редкими прослоями серого песчанистого известняка. Общая мощность толщи составляет 80–100 м.

Большой Балхан и Куба-Даг.

Апт (K_{1a}). Отложения нижнего апта (K_{1a1}) выражены главным образом желтовато-зелеными содержащими глауконит песчаниками, местами с подчиненными им пластами песчанистых глин. Общая мощность отложений составляет от 220 м в Куба-Даге до 350 м в Большом Балхане.

Верхний апт (K_{1a2}) в обоих районах представлен однородной толщей массивных песчаников то более крепких, то рыхлых, часто несколько глинистых.

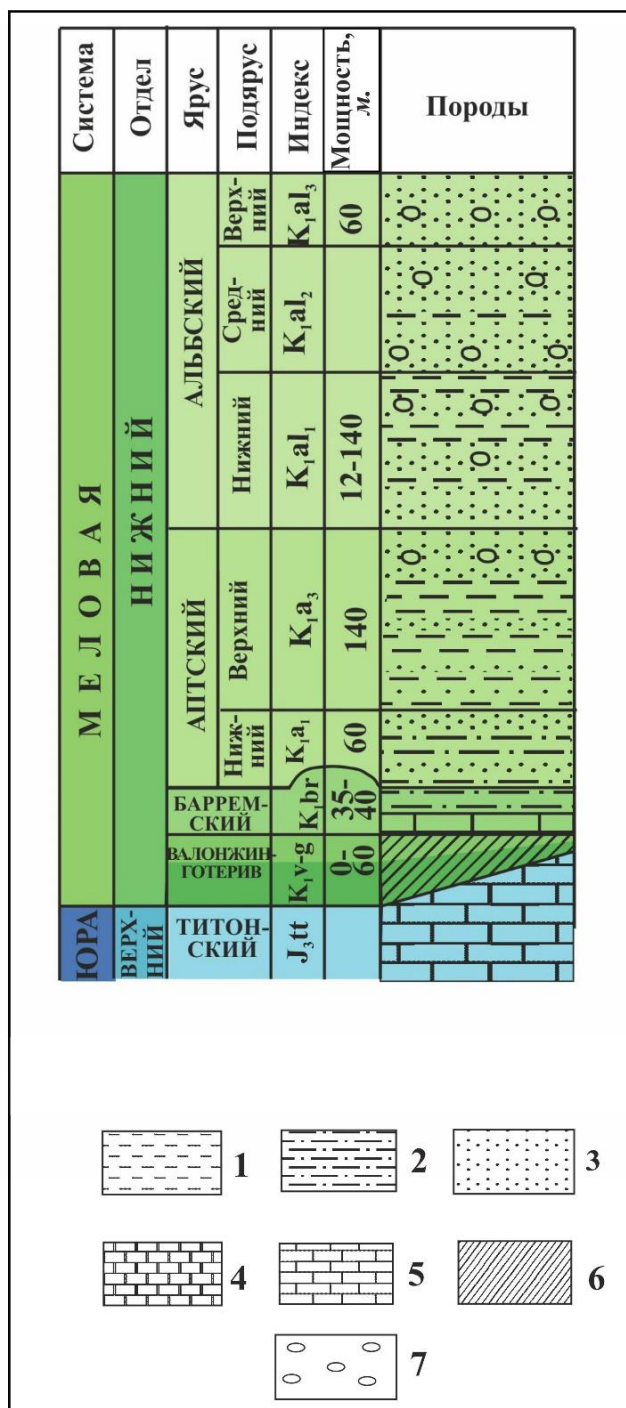
Альб (K_{1al}). Отложения представлены преимущественно песчаными осадками. Это однородная толща зеленовато-желтых, содержащих глауконит, слабых мелкозернистых песчаников с маломощными прослоями и крупными шаровыми и эллипсоидальными конкрециями крепкого известковистого песчаника, нередко при обилии цемента, переходящего в песчанистый известняк. Общая мощность альба 350–450 м.

Туаркырский район. В пределах Туаркырекого складчатого района нижнемеловые отложения выходят на поверхность во всех антиклинальных складках. Они полностью вскрыты в Туаркырской и Бейнеуской антиклиналях.

Нижнемеловой разрез Туаркырекого района (рисунок 3.6) сильно отличается от разреза Копет-Дага и обоих Балханов главным образом за счет неокомских отложений. Вместо известняков здесь развиты в неокоме (K_{1b-br}) маломощные терригенные осадки, в которых отчетливо выделяются две толщи. Нижняя (валанжин-готерив – K_{1v-g}), состоящая в основном из осадков континентального и лагунного происхождения (красноцветная толща от 10 до 60 м). И верхняя (баррем – K_{1b}), представленная морскими осадками (глины и глинистые пески с пластами известковистого песчаника, ракушечника и ракушечно-оолитового известняка мощностью 25–40 м).

Аптский (K_{1a}) и альбский ярусы (K_{1al}), 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 размывтой поверхности юрских отложений. На большей части площади они подстилаются верхнеюрскими известняками (рисунок 3.6).

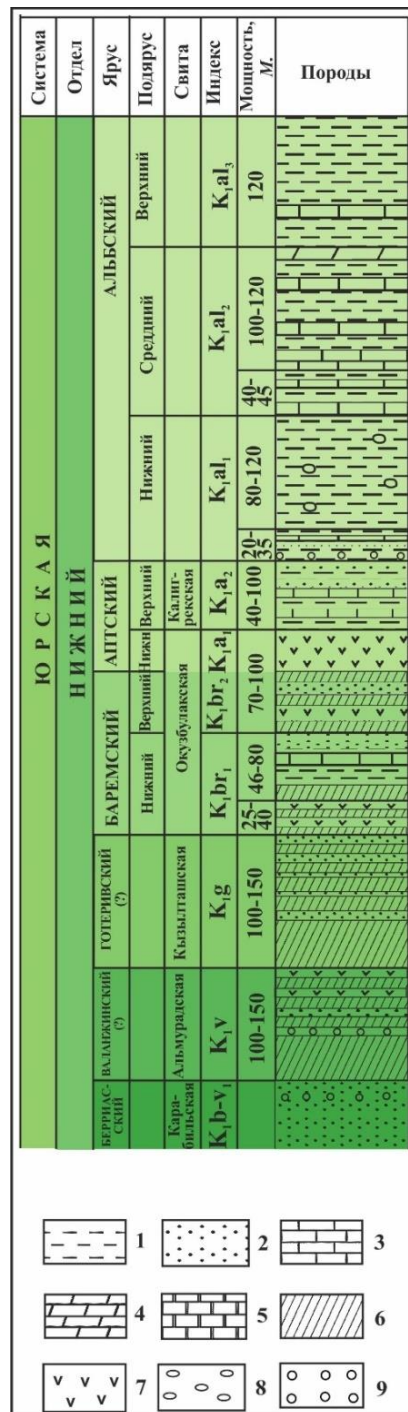


1 – глины; 2 – песчанистые глины и глинистые песчаники; 3 – песчаники;
4 – известковистые песчаники; 5 – известняки; 6 – красноцветные породы (глины)

Рисунок 3.6 – Разрез нижнего мела в Туаркыре

Характерными особенностями нижнемеловых отложений являются значительное развитие осадков лагунно-континентального происхождения, а также своеобразие морских осадков, заключающих в себе специфические комплексы ископаемой фауны.

Нижнемеловые отложения района отчетливо разделяются на три части: нижнюю (*валанжин* (K_{1v})–*готерив* (K_{1g})), имеющую лагунно-континентальное происхождение, среднюю (*баррем* (K_{1br})–*апт* (K_{1a})), представленную частью лагунными, частью морскими осадками, и верхнюю (альб (K_{1al})), состоящую целиком из осадков морского происхождения (рисунок 3.7).



1 – глины; 2 – песчаники; 3 – известняки; 4 – мергели; 5 – доломиты; 6 – красноцветные глины и аргиллиты; 7 – гипсы; 8 – конкреции; 9 – конгломераты

Рисунок 3.7 – Разрез нижнего мела в Гаурдак-Кугитангском районе

Берриас (K_{1b-v₁}) (*карабийская свита*) представлена вишнево-красными и бордово-красными глинистыми породами (глины, аргиллиты) и песчаниками общей мощностью 200–250 м.

Валанжун (K_{1v}) (*альмурадская свита* ?). Залегающие на слоях карабийской свиты (K_{1b-v_1}) 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. Характерная особенность образований – 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). Общая мощность отложений достигает 100–120 м.

Готерив (K_{1g}) (*кызылташская свита*). Отложения представлены красноцветными глинисто-алевритовыми породами и песчаниками. К отложениям этой свиты приурочен второй медистый горизонт, выраженный сланцеватыми аргиллитами с налетами медной зелени. Мощность свиты 100–150 м.

Нижний баррем (K_{1br_1}) (нижняя часть *окузбулакской свиты*). Свита начинается лагунными осадками. Это красновато-бурые гипсоносные аргиллиты, чередующиеся с пластами гипсов, а также серых и красноватых, частично огипсованных песчаников мощностью до 2 м. К этим отложениям приурочен третий меденосный 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. Общая мощность изменяется в пределах 45–70 м.

Верхний баррем (K_{1br_2})–*нижний апт* (K_{1a_1}) (верхняя часть *окузбулакской свиты*). Выше морских нижнебарремских отложений вновь залегают лагунные отложения. Они представлены внизу красновато-бурыми аргиллитами, чередующимися с песчаниками и с пластами гипса мощностью до 1 м, а выше – главным образом белыми и розовыми гипсами. Общая мощность толщи 70–100 м.

Верхний апт (K_{1a_2}) (*калигрекская свита*). Отложения представлены чередованием темнобурых или почти черных плитчатых оолитово-органогенно-обломочных известняков, серых и зеленых, частично известковистых глин и серых и желтовато-бурых, содержащих глауконит мелкозернистых песчаников. Общая мощность свиты колеблется в широких пределах, от 40 до 100 м.

Отложения *нижнего альба* (K_{1al_1}) залегают с признаками размыва на слоях верхнего апта (K_{1a_2}). 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. Выше залегают пачка чередующихся глин, песчаников и песчанистых известняков. Общая мощность этих отложений изменяется в пределах от 100 до 150 м.

Разрез *среднего альба* (K_{1al_2}) представлен толщиной чередующихся глин, известняков, ракушников, мергелей и песчаников. Выше наблюдаются прослой красных глин. Общая мощность толщи достигает 100–120 м.

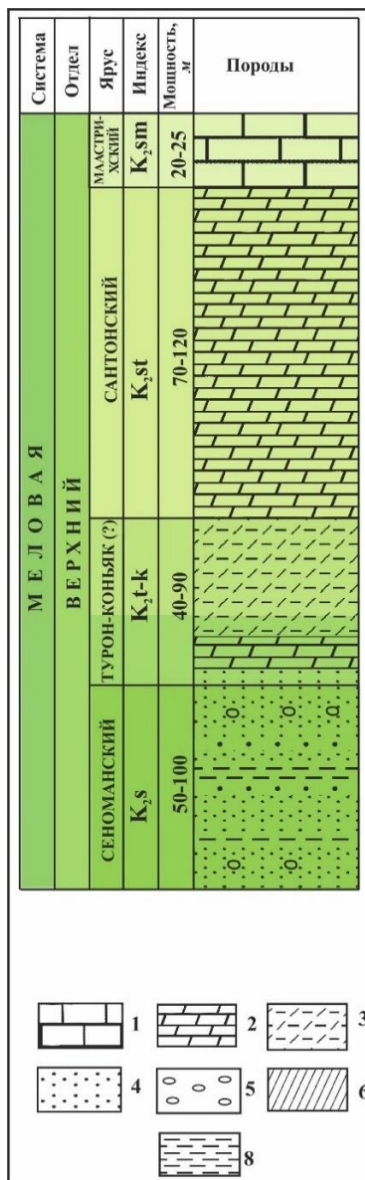
Верхний альб (K_{1al_3}). Верхнеальбские отложения представлены толщиной темных глин, которым подчинены редкие маломощные прослой ракушняка. Общая мощность толщи превышает 120 м. Верхнеальбский возраст этой толщи устанавливается присутствием аммонитов.

Верхний мел. Отложения верхнего мела распространены на большей части территории Туркменистана. Его выходы на дневную поверхность тяготеют к горным районам: Копет-Дагу, Бадхызу, Большому и Малому Балханам, Туаркыру, Гаурдак-Кугитангскому и Питнякскому районам (см. приложение А). В равнинных областях, занимающих основную часть территории республики, верхнемеловые отложения почти везде скрыты под мощной толщиной кайнозойских образований. Толща верхнего мела на основании палеонтологических данных подразделена на *сеноманский* (K_{2s}) и *туронский* (K_{2t}) ярусы, а также *сенонский надъярус* в объеме *коньякского* (K_{2k}), *сантонского* (K_{2st}), *кампанского* (K_{2km}), и *маастрихтского* (K_{2m}) ярусов).

Туаркырский район. Верхнемеловые отложения занимают большую площадь в западной части Туаркырского складчатого района. Они целиком слагают здесь Порсокупскую

синклиналь и западный конец Кемальской антиклинали и образуют кряж Ирсарыбаба на юго-западном крыле Туаркырской антиклинали. Кроме того, ими сложены крылья и частично сводовая часть восточных антиклинальных складок Туаркырской группы.

В верхнемеловом разрезе рассматриваемого района выделяются нижняя песчаниковая толща, соответствующая сеноманскому ярусу (K_2s), 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 *туруну* (K_2t) и верхняя, известняковая часть, представляющая *маастрихтский ярус* (K_2m) (рисунок 3.8).



1 – известняки; 2 – белый мел; 3 – песчанистые известняки; 4 – мергели;
 5 – известковистые глины; 6 – песчанистые глины; 7 – песчаники;
 8 – фосфориты; 9 – конкреции

Рисунок 3.8 – Разрез верхнего мела Туаркырского района

Сеноман (K_2s). Отложения сложены рыхлыми, тонкозернистыми зеленовато-серыми, содержащими глауконит песчаниками и песками с прослоями и конкрециями более крепкого известковистого песчаника. Мощность в различных районах колеблется в пределах от 50 до 100 м.

Турон (K_2t) и *коньяк* (K_2k). Туронские отложения в типичных разрезах по литологическим признакам отчетливо разделяются на две части. Нижняя – представлена плотными белыми или серовато-белыми мергелями или мергелистыми известняками, мощностью 7–15 м.

Верхняя часть, представлена известковистыми глинами, нередко гипсоносными, обычно зеленовато-серыми. Общая мощность отложений колеблется в пределах от 40 до 90 м.

Коньяк (K_2k). Выше туронских отложений в Туаркырском районе залегает мергельная толща, мощность которой колеблется в пределах от 70 до 120 м.

Сантон (K_2st) и *кампан* (K_2km). Выше по разрезу залегает мергельная толща мощностью от 60 до 100 м представлена белыми и зеленовато-белыми мелоподобными мергелями, среди которых местами присутствуют пласты мергеля, окрашенные в розовый цвет.

Маастрихт (K_2m). Образования яруса на значительной площади Туаркырского района уничтожены предатским размывом и сохранились лишь в отдельных участках. Они состоят из двух частей, различающихся как по литологии, так и по фауне. Нижняя, большая по мощности часть представлена белым пишущим мелом, лежащим согласно на кампанских (K_2km) мергелях. Мощность белого мела достигает 20 м.

Большой Балхан и Куба-Даг. В этом районе верхнемеловые отложения развиты весьма незначительно.

Сеноман (K_2s). Сеноманский ярус представлен толщей рыхлых серо-зеленых, содержащих глауконит мелкозернистых песчаников с прослоями более крепкого известковистого песчаника, и известково-песчаными конкрециями. Мощность толщи составляет около 150 м.

Турон (K_2t). Отложения представлены пластом песчанистого мергеля мощностью 0,40–0,60 м, часто имеющего пеструю, пятнистую окраску и содержащего многочисленные фосфоритовые желваки.

Сантонский (K_2st) и *кампанский* (K_2km) ярусы представлены мощной однородной толщей белых и зеленовато-белых мергелей, местами чередующихся с пластами белого мелоподобного известняка. Общая мощность толщи составляет около 200 м. Аналогичные отложения развиты и в районе Куба-Дага.

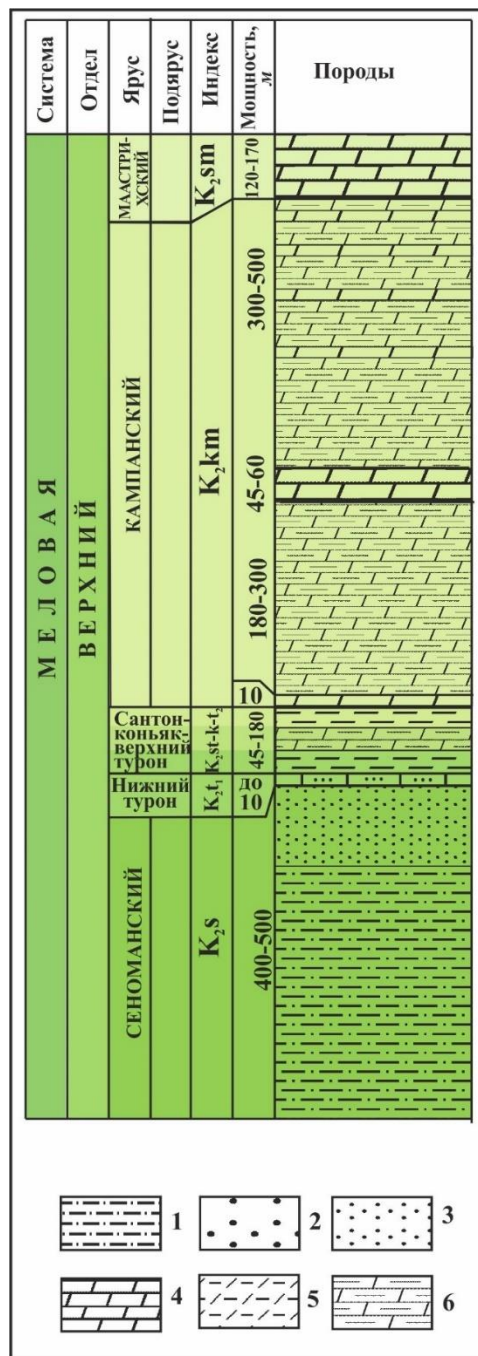
Западный Копет-Даг. Отложения верхнего мела в рассматриваемой части Копет-Дага представлены морскими осадками, мощность которых местами достигает 1200 м. По литологическим признакам отчетливо выделяются нижняя часть, соответствующая сеноманскому ярусу (K_2s), и верхняя часть, охватывающая остальные ярусы верхнего мела – *турон* (K_2t)–*маастрихт* (K_2m) (рисунок 3.9).

Сеноман (K_2s). Разрез начинается темно-зелеными, местами черными песчанистыми и известковистыми глинами, алевролитами и глинистыми песчаниками. Верхняя часть представлена массивными и толстослоистыми мелко- и среднезернистыми песчаниками. Общая мощность сеноманских отложений на большей части площади колеблется в пределах 480–584 м, и только в наиболее восточных районах она уменьшается до 250 м.

Турон (K_2t)–*коньяк* (K_2k)–*сантон* (K_2st). К турону относятся нижние горизонты толщи карбонатных пород, представленные мергелями, известковистыми глинами и отчасти известняками. Окраска пород темно-зеленая и зеленовато-серая, с резко выделяющимися красными полосами.

Выше залегают темно-зеленые и голубые глинистые мергели и известковистые глины с прослоями более плотных мергелей (верхняя часть турона, а также коньякский и сантонский ярусы). Мощность этих отложений колеблется в пределах 40–180 м.

Кампан (K_2km). 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 грязно-белых плотных мергелей, чередующихся с тонкими прослоями глинистых мергелей. Мощность 10–11 м. 2 Однообразная толща голубовато-зеленых глинистых мергелей. Мощность 180–300 м. 3 Толща оскольчатых тонкослоистых мергелей, переслаивающихся с тонкими прослойками известковистых глин. Мощность 45–60 м. 4 Мощная однообразная толща голубовато-зеленых глинистых мергелей. Мощность 300–500 м.



1 – песчаные глины и глинистые песчаники; 2 – песчаники; 3 – известковистые песчаники; 4 – песчаные известняки; 5 – известковистые глины; 6 – мергели; 7 – глинистые мергели

Рисунок 3.9 – Разрез верхнего мела Западного Копет-Дага

Маастрихт (K_2m) 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.

Центральный Копет-Даг. В Центральном Копет-Даге верхний мел обнажается в трех разобщенных участках. Два из них расположены на северо-западе, третий участок расположен к югу от г. Гёкдепе.

Сеноман (K_2s). Отложения лежат без видимого несогласия на альбских отложениях (K_2al). В составе пород основное место занимают глауконитово-кварцевые, в большей или меньшей степени глинистые, мелкозернистые песчаники. Мощность толщи составляет 240–412 м.

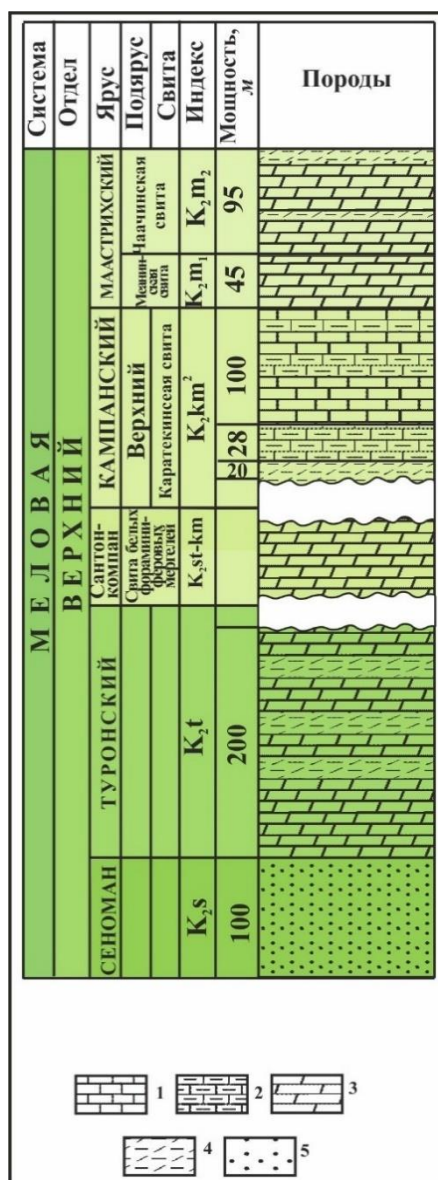
Турон (K_{2t}). Ярус представлен светлыми зеленовато-серыми, фораминиферовыми и иноцерамовыми мергелями и мергелистыми глинами. Они лежат без видимого несогласия на сеноманских отложениях. Мощность не превышает 100 м.

Сенон (коньяк-маастрихт – K_{2k-m}). Отложения представлены белыми плотными фораминиферовыми мергелями, переслаивающимися с мергелистыми глинами и заключающими подчиненные прослои мергелистых известняков. Общая мощность отложений может достигать 500 м.

Восточный Копет-Даг. Верхнемеловые отложения выступают на небольшой площади северного склона передового хребта и сравнительно узкой полосой обнажаются вдоль всего участка границы с Ираном (рисунок 3.10).

Сеноман (K_{2s}). К сеноману отнесены рыхлые серые и зеленовато-серые песчаники, с видимой мощностью до 100 м

Турон (K_{2t}). Отложения представлены толщей белых фораминиферовых мергелей и мергелистых глин.



1 – известняки; 2 – глинистые известняки; 3 – мергели; 4 – известковистые глины; 5 – рыхлые песчаники; б – красноцветные глины и песчаники с гипсом

Рисунок 3.10 – Разрез верхнего мела Восточного Копет-Дага

Сенон (коньяк–маастрихт – K_{2k–m}). К сенону относится большая часть разреза верхнемеловых отложений Восточного Копет-Дага. По литологическим и палеонтологическим признакам обнаженная часть толщи разделяется на четыре свиты. 1 Свита белых фораминиферовых мергелей (сантон (K_{2s})–кампан (K_{2km})). 2 *Каратекинская свита* (верхний кампан –K_{2km}²) представлена зеленовато-серыми мергелистыми глинистыми сланцами с прослоями известняков и устричников. 3 *Меанинская свита* (нижняя часть маастрихта–K_{2m}¹) представлена плотными серыми и желтовато-серыми известняками. Мощность свиты составляет около 45 м. 4 *Чаачинская свита* (верхняя часть маастрихта – K_{2m}²) выражена желтовато-серыми мергелями и мергелистыми глинами с прослоями плотных мергелистых известняков. Мощность ее в долине р. Чаачачай составляет 95 м.

Центральные Каракумы. *Сеноман (K_{2s})*. 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. Средняя часть мощностью 18 м представлена серыми тонкопесчанистыми известковистыми глинами. Верхняя часть мощностью 9 м представлена песчаными отложениями.

Турон (K_{2t}). Отложения представлены светло-серыми и зеленоватыми известковистыми глинами, мощностью около 30 м.

К сенону (коньяк–маастрихт–K_{2k–m}) отнесена толща зеленовато-серых, темносерых и синевато-серых глин с подчиненными им прослоями песчаника. Вскрытая мощность толщи достигает 385 м.

Гаурдак-Кугитангский район. Верхнемеловые отложения в пределах 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 1 600 м). Эти отложения образуют непрерывную серию, в которой присутствуют все ярусы верхнего мела.

Сеноман (K_{2s}). Отложения представлены в нижней части глинами с прослоями известняков-ракушнякав, красноцветных глин и серых мелкозернистых песчаников. Верхнюю часть слагают преимущественно темно-серые глины. Общая мощность сеномана около 370 м.

Турон (K_{2t}). Нижняя часть яруса представлена чередованием глин темносерых, слоистых и мергелей светло-серых. В средней части появляются прослои известняков-ракушнякав, а также зеленовато-серых мелкозернистых известковистых песчаников и песчанистых ракушнякав. В верхней части появляются чередующиеся пласты белых и розовых гипсов с красными и зелеными глинами и рыхлыми пестроцветными глинистыми песчаниками. Выше залегают темно-серые глины с прослоями глинистых и мергелистых ракушнякав. Общая мощность отложений около 400 м.

Сенон (коньяк–маастрихт – K_{2k–m}). В разрезе наблюдается постепенный переход от мергелей светлосерых и слегка желтоватых в нижней части к темно-серыми глинами с очень редкими и тонкими прослоями серых песчанистых известняков и мелкозернистых известковистых песчаников. Общая мощность до 650 м.

3.2.2 Кайнозойская эратема

Палеогеновая система

Палеогеновые отложения северо-западных, юго-западных, центральных, юго-восточных и северо-восточных районов Туркменистана значительно разнятся между собой по своему фациальному характеру (Приложение А).

Палеоцен и эоцен в западной части плиты сложены морскими глинисто-карбонатными отложениями, к востоку частично переходящими в терригенные. На крайнем юге, в Бадхызе,

в верхнем эоцене присутствуют покровы андезитовых и базальтовых лав, слои их туфов и туфобрекчий. Они являются отзвуками грандиозного эоценового вулканизма в прилегающих с юга районах альпийского пояса.

Олигоцен и нижний миоцен в западной части плиты выражены бассейновыми алевро-глинистыми отложениями *майкопской серии* (P_3-N_1) (приложение Б); к востоку они замещаются континентальными красноцветными терригенными толщами. Общая мощность палеогена–нижнего миоцена от 0,3 до 1 км.

Туаркыр. Палеогеновые отложения обнажаются на небольших участках в периферических частях Туаркырского антиклинального поднятия и в ядре Порсокупской синклинали.

Палеоцен, датский ярус (P_1^1d). Отложения лежат трансгрессивно, подстилаясь маастрихтскими (K_2m) или непосредственно кампанскими (K_2km) образованиями. Они представлены органогенно-обломочными, иногда частично перекристаллизованными известняками нечистого белого или желтоватого цвета. Мощность известняков датского яруса обычно составляет 20–30 м.

Выше на датских известняках без видимых признаков несогласия залегает пачка песчаников и известняков, мощностью 3,5–4 м.

Эоцен (P_2). Отложения представлены шоколадно-коричневыми известковыми глинами с тонкими гипсовыми прослоями. Мощность не превышает 60 м.

Полуостров Туркменбаши. Палеогеновые отложения обнажаются из-под более молодых в северном и местами в южном чинках плато Туркменбаши и выходят в пониженных участках рельефа на северо-востоке (Кошобинская впадина) и юго-западе (урочище Намарт к северу от г. Туркменбаши).

Палеоцен (P_1)–*нижний эоцен* (P_2^1) представлен пестроцветными мергелями и известковистыми глинами (34 м) (рисунок 3.11); *средний эоцен* (P_2^2) – белыми мергелями (около 12 м); а *верхний эоцен* (P_2^3) – однородной толщей светлокорицевого сланцеватых известковистых глин (около 23 м); *верхний эоцен–олигоцен* ($P_2^3-P_3$) – оливково-зелеными сланцеватыми глинами с ярозитом (190–220 м).

Большой Балхан. Палеогеновые отложения присутствуют лишь на северном крыле антиклинали Большого Балхана.

Палеоцен, датский ярус (P_1^1d). Отложения представлены мощной толщей белых и желтовато-белых массивных мелоподобных известняков, обычно лишенных слоистости (рисунок 3.12). Мощность известняковой толщи составляет около 150 м.

Нижний олигоцен (P_3^1) представлен толщей сланцеватых песчаных гипсоносных глин зеленовато-бурых и оливково-зеленых. Мощность толщи в наиболее сохранившихся разрезах Большого Балхана составляет до 200 м.



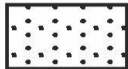


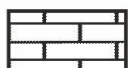
Западный Копет-Даг. Палеогеновые отложения пользуются широким распространением в пределах Западного Копет-Дага. Они занимают обширную площадь в низкогорной области к западу от Кизыл-Арбата и встречаются на небольших разрозненных участках в северных предгорьях. Отложения в Западном Копет-Даге представлены весьма однообразной толщей преимущественно глинистых, а в нижней части мергелистых пород, местами достигающей мощности 2000 м (рисунок 3.13).

Нижний палеоцен, датский ярус (P_1^1d). Отложения представлены белыми и желтоватыми песчаными известняками и мергелями или сильно известковистыми песчаниками, часто комковатыми, с прослоями мягких глинистых мергелей. Мощность изменяется от 1,8 м до 40 м.

Палеоцен – нижний эоцен ($P_1-P_2^1$), *чаалджинская свита* (Приложение Б) сложена довольно однообразной толщей глинистых мергелей и известковистых глин зеленовато-серого и серо-оливкового цвета общей мощностью 60 м.

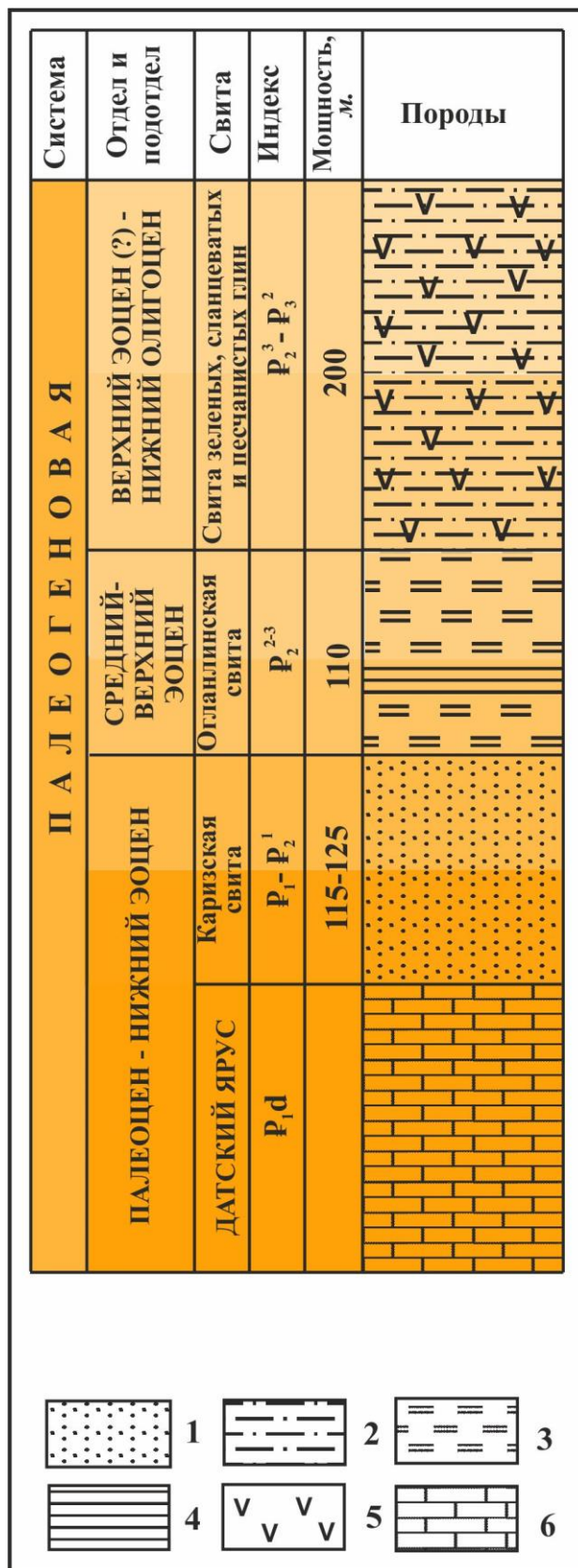
Данатинская свита (Приложение Б, рисунок Б.2) представлена в Кюрен-Даге пестроцветными, серыми, зелеными и красными мергелистыми глинами общей мощностью 109 м. Общая мощность отложений достигает 200–230 м.

| ПАЛЕОГЕНОВАЯ | | | Система |
|-----------------------|--------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|
| Отдел и подраздел | Верхний Эоцен-Олигоцен | | Система |
| Свита | Свита зеленых глин и песков | Свита зеленых пластичных глин | Свита |
| Индекс | $P_2^3 - P_3$ | | Индекс |
| Мощность, м. | 20 | 50 | 100 |
| Породы | | | |
| ПАЛЕОЦЕН-НИЖНИЙ ЭОЦЕН | Свита зеленых известковых глин | Свита зеленых глин и песков | Свита зеленых пластичных глин |
| СРЕДНИЙ ЭОЦЕН | Бурый (рыбонная) свита | Белая мергельная свита | Белая мергельная свита |
| ДАТСКИЙ ЯРУС | P_1d | P_2^2 | P_2^1 |
| | 34 | 12 | 23 |
| | | | 50 |
| | | | 20 |
| | | | 100 |
| | | | |

| | | | | | |
|---|---|---|---|--|---|
|  | 1 |  | 2 |  | 3 |
|  | 4 |  | 5 |  | 6 |

1 – глины; 2 – известковистые глины; 3 – пески и месчаники;
4 – известняки; 5 – мергели; 6 – гипсоносность пород

Рисунок 3.11 – Разрез палеогена (Урочище Кызылкуп на берегу лагуны Кара-Богаз-Гол)



1 – песчаники; 2 – глинистые песчаники и песчанистые глины; 3 – трепеловидные сланцы; 4 – бентонитовые глины; 5 – гипсоносность пород

Рисунок 3.12 – Разрез палеогена в урочище Кяриз на северном крыле антиклинали Большого Балхана

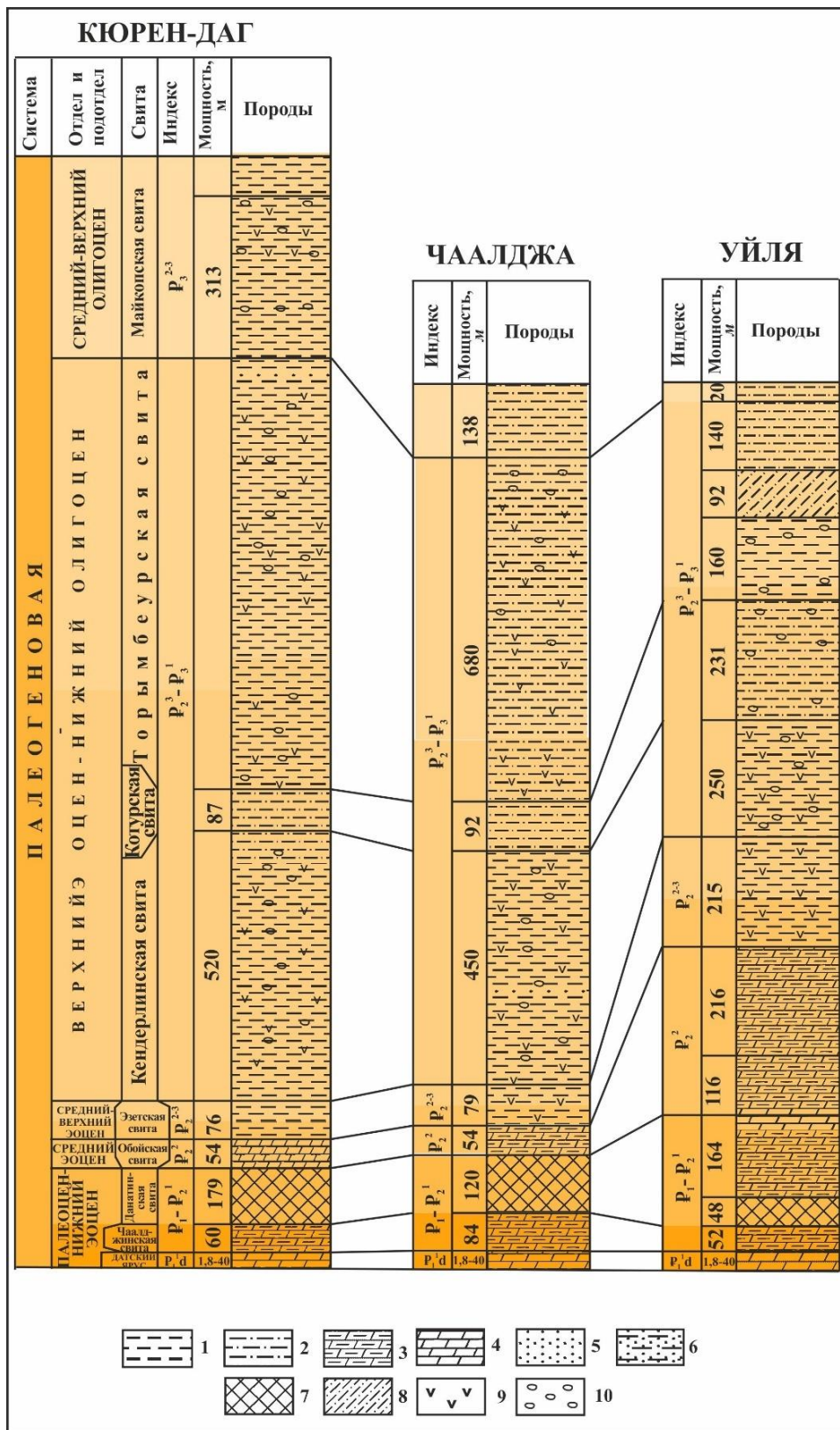


Рисунок 3.13 – Разрезы палеогена Западного Копет-Дага

Средний эоцен (P_2^2), *обойская свита* (Приложение Б, рисунок Б.2) сложена в районе Кюрен-Дага серыми плотными оскольчатыми мергелями, чередующимися с серыми, слегка зеленоватыми известковистыми глинами. Мощность свиты 54 м.

Средний-верхний эоцен (P_2^{2-3}), *эзетская свита* (Приложение Б, рисунок Б.2). В Кюрен-Даге свита представлена оливковыми и серовато-зелеными глинами, в различной степени известковистыми. Общая мощность свиты 76 м.

Верхний эоцен-нижний олигоцен, кендерлинская свита ($P_2^3-P_3^1$) представлена зелеными гипсоносными глинами. Характерно присутствие многочисленных крупных мергельно-сидеритовых конкреций. Общая мощность свиты 520 м.

Котурская свита представлена песчаниками глинистыми, имеющими серую, зеленоватую и буроватую окраску, с прослоями плотных известковистых песчаников. Общая мощность отложений свыше 78 м.

Торымбеурская свита (Приложение Б, рисунок Б.2) представлена мощной толщей зеленых гипсоносных глин, в разной степени известковистых, иногда песчаных, с редкими сидеритовыми конкрециями. Общая мощность свиты около 850 м.

Средний-верхний олигоцен (P_3^{2-3}), *майкопская свита* (Приложение Б, рисунок Б.3) представлена темно-серыми, коричневыми и черными глинами, частично песчаными, с многочисленными железистыми стяжениями и присыпками ярозита, образующими бурые и ярко-желтые пятна. Во всей толще имеются сидеритовые конкреции. Общая мощность свиты в Кюрен-Даге достигает 377 м.

Центральный Копет-Даг. В Центральном Копет-Даге палеогеновые отложения развиты только к северу от хребтов Передовой цепи.

Нижний палеоцен (P_1^1), *датский ярус* (P_1^d) представлен светло-серыми мергелями, известковистыми глинами и песчаниками с шарообразной отдельностью. Общая мощность датских слоев достигает 70–100 м.

Нижний палеоцен – нижняя часть эоцена ($P_1-P_2^1$), *чаалджинская свита*, мощностью менее 60 м представлена темными известковистыми и песчаными глинами с сидеритовыми конкрециями.

Выше залегают известковистые песчаники (*сузакская свита*). Они перекрыты темно-серыми и оливково-зелеными гипсоносными, иногда песчаными глинами.

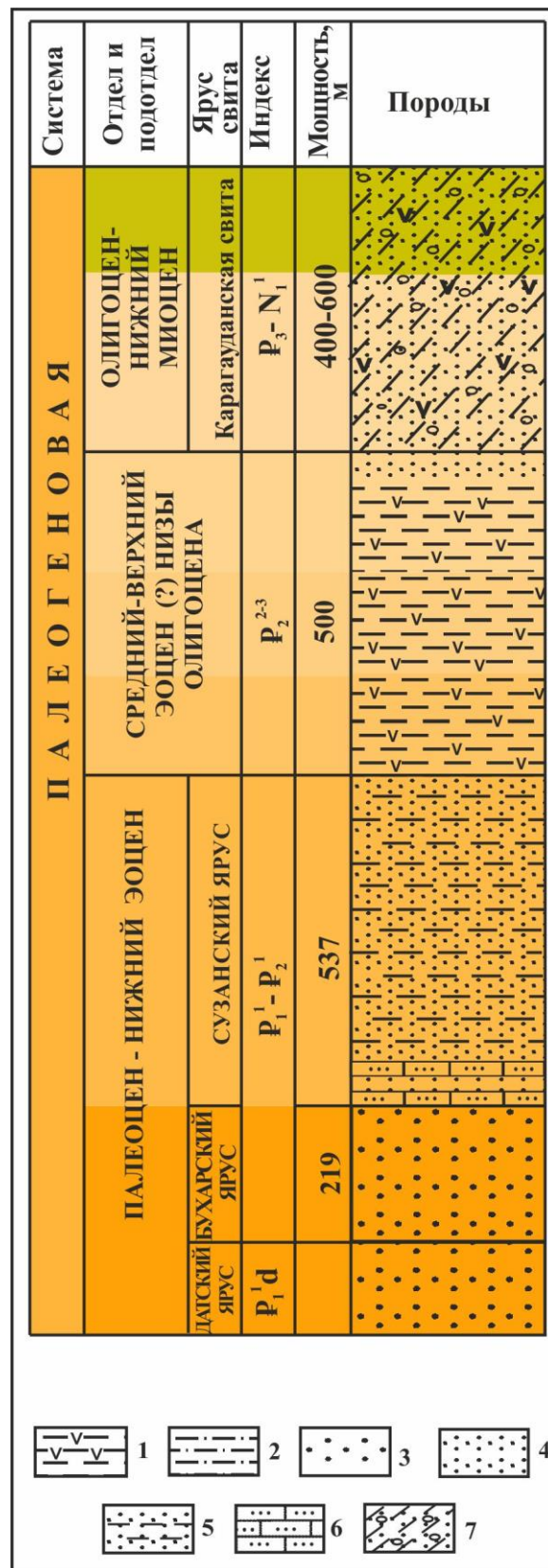
Олигоцен–нижний миоцен ($P_3-N_1^1$) представлен небольшой толщей (около 60 м) белых кварцевых песков с прослоями известковистых и глинистых песчаников, которая перекрыта толщей красновато-бурых песчаников и песчаных глин, переслаивающихся с мелкогалечными конгломератами (*карагауданская свита – $P_3-N_1^1$*). Мощность этой толщи составляет от 250 до 600 м.

Гяурская антиклиналь и Восточный Копет-Даг. Палеогеновые отложения широко распространены к юго-востоку от Ашхабада, в районе Гяурской антиклинали и в Восточном Копет-Даге.

Гяурская антиклиналь. *Нижний палеоцен–нижняя часть эоцена* ($P_1^1-P_2^1$), *бухарский региональный ярус* ($P_1-P_1^3$), *шамлинская свита* ($P_1-P_2^1$) (рисунок 3.14) представлена исключительно кварцевыми или аркозово-кварцевыми песчаниками, главным образом средними и крупнозернистыми. Большей частью они слабо сцементированы и нередко переходят в пески. Мощность кварцевых песчаников изменяется в значительных пределах. В районе Шамли она составляет 220 м, а западнее уменьшается до 130 м.

Сузакский региональный ярус. Непосредственно на шамлинской свите согласно залегает мощная толща, в которой преобладающую роль играют глинистые и известково-глинистые, содержащие глауконитовые песчаники. Цвет пород серый, желтовато-серый и зеленовато-серый. Общая мощность сузакских слоев – 537 м.

Средний и верхний эоцен (P_2^{2-3}). Отложения представлены зеленовато-серыми гипсоносными глинами. Толща морского палеогена завершается здесь горизонтом немых белых и желтовато-серых кварцевых рыхлых песчаников. Общая мощность морского палеогена района Гяурской антиклинали составляет около 1 100–1 200 м.

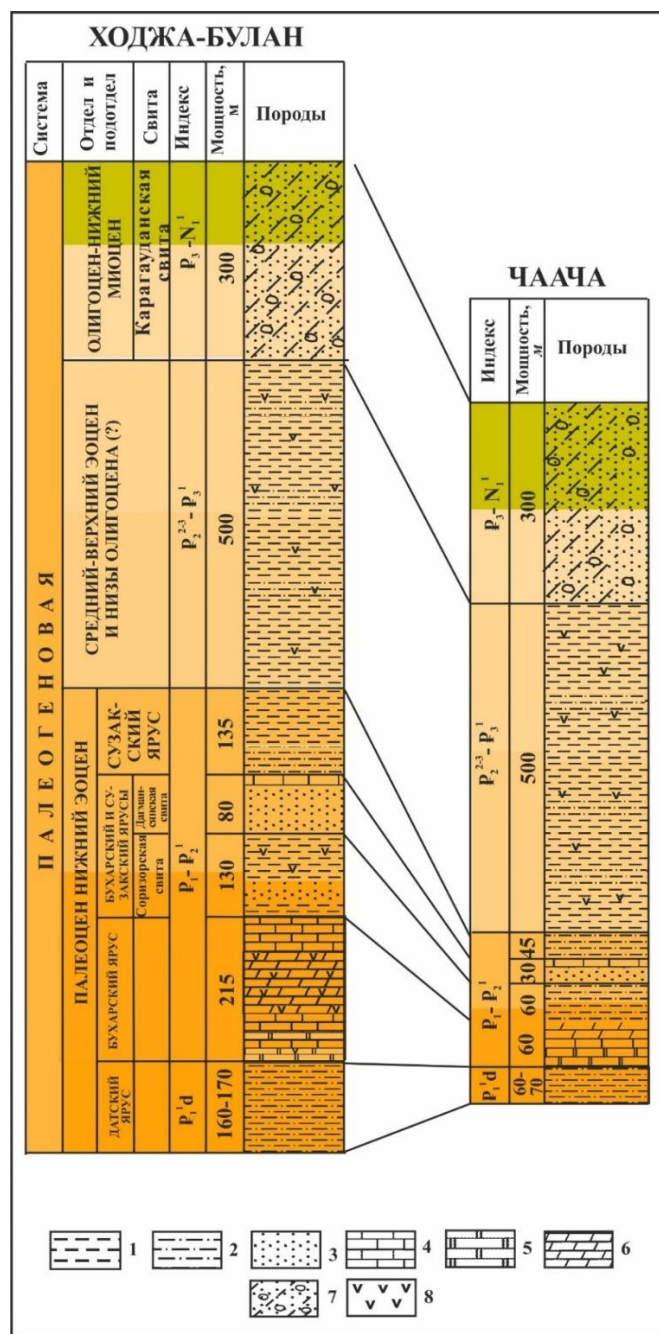


1 – глины гипсоносные; 2 – песчаники глинистые; 3 – песчаники; 4 – песок;
 5 – глинистые песчаники; 6 – песчаные известняки;
 7 – континентальные молассовые отложения

Рисунок 3.14 – Разрез палеогена Гяурской антиклинали

Олигоцен–нижний миоцен ($P_3-N_1^1$), карагауданская свита. Морские палеогеновые отложения несогласно перекрываются континентальными молассовыми отложениями карагауданской свиты, представленными красно-бурыми гипсоносными песчаниками с прослоями плотных конгломератов. Мощность ее достигает 600 м.

Восточный Копет-Даг. Нижний палеоцен, датский ярус (P_1^1d). В Восточном Копет-Даге отложения датского яруса вытянуты узкой полосой вдоль северного склона пограничного хребта. Они представлены преимущественно красноцветными глинистыми и песчано-глинистыми, нередко гипсоносными породами, среди которых преобладают красные песчаные глины с включениями кристаллического гипса (рисунок 3.15). Мощность датского яруса уменьшается к востоку от 160–170 до 60–70 м.



1 – глины; 2 – глинисты песчаники; 3 – песчаники; 4 – известняки; 5 – доломиты; 6 – мергели; 7 – континентальные молассы; 8 – гипсы и гипсоносность пород

Рисунок 3.15 – Разрез палеогена Восточного Копет-Дага

Палеоцен–нижний эоцен (P₁–P₂¹), бухарская сульфатно-карбонатная толща.

Ходжабуланская свита (Приложение Б., рисунок Б.2). На отложениях датского яруса без видимого несогласия залегают белые или светлоокрашенные карбонатные породы и гипсы ходжабуланской свиты. Ее мощность изменяется от 215 м в районе Ходжа-Булана до 50–60 м в долине р. Чаачачай.

Соризорская свита представлена в основном зеленовато-серыми песчано-глинистыми породами. Мощность ее изменяется от 130 до 45 м, убывая с запада на восток.

Дагмансяннская свита. Нижний горизонт представлен массивными средне- и крупнозернистыми кварцевыми песчаниками с карбонатным цементом. Цвет пород бледно-розовый, бледно-желтый и светло-серый.

Верхний горизонт сложен белыми плотными известняками, песчанистыми известняками, известковистыми мелкозернистыми песчаниками, мергелями. Общая мощность дагмансяннской свиты составляет от 30 до 120 м.

Сузакский региоярус. Выше слоев дагмансяннской свиты согласно залегают зеленовато-серые песчаники и песчанистые зеленые и кирпично-красные глины. Общая мощность яруса 135 м.

Средний и верхний эоцен (P₂²⁻³). В составе этой толщи преобладают зеленовато-серые некарбонатные глины, содержащие в виде прожилок и кристаллов прозрачный гипс, мергелистые и песчанистые глины.

Олигоцен–нижний миоцен (P₃–N₁¹). Выше морских палеогеновых отложений в Восточном Копет-Даге несогласно залегают красно-бурые песчанистые глины, глинистые песчаники и конгломераты *карагауданской свиты*. Мощность свиты 150–300 м.

Бадхыз. *Нижний палеоцен, датский ярус (P₁^{1d}).* Отложения, как и в Восточном Копет-Даге, представлены красноцветными глинистыми песчаниками и песчанистыми гипсоносными глинами.

Палеоцен–нижний эоцен (P₁–P₂¹). *Бухарская толща* представлена песчаниками, ракушечниками, гипсоносными известняками и гипсами с серой. Мощность описываемых слоев составляет около 80–100 м (рисунок 3.16).

Сузакский региональный ярус представлен зеленоватыми и серыми песчанистыми глинами с фосфоритами в нижней части. Мощность отложений 140–150 м.

Средний и верхний эоцен (P₂²⁻³). Нижняя часть разреза начинается ракушечными известняками с прослоями мергелей и песчаников. Мощность изменяется в пределах 30–40 м.

Выше следуют красноватые и серые песчаники мощностью 30–40 м. Песчаники перекрываются андезитами, андезитовыми туфами и туфобрекчиями. Мощность эффузивного покрова доходит до 40 м. Выше андезитового покрова следуют песчаники, мощностью 11 м.

Верхний эоцен (P₂³), бадхызская свита (Приложение Б., рисунок Б.1). В основании свиты залегает толща песчаников, частью туфогенных, мощностью 45–55 м.

Средняя часть толщи представлена плотным желтоватым песчаником с прослоями и линзами трепеловидной породы. Мощность ее около 8 м.

Верхняя часть толщи образована серыми и зеленоватыми песчаниками с плотными песчанистыми конкрециями.

Самая верхняя часть толщи образована пластом песчанистого ракушечника. Мощность верхней части описываемой толщи 20–30 м.

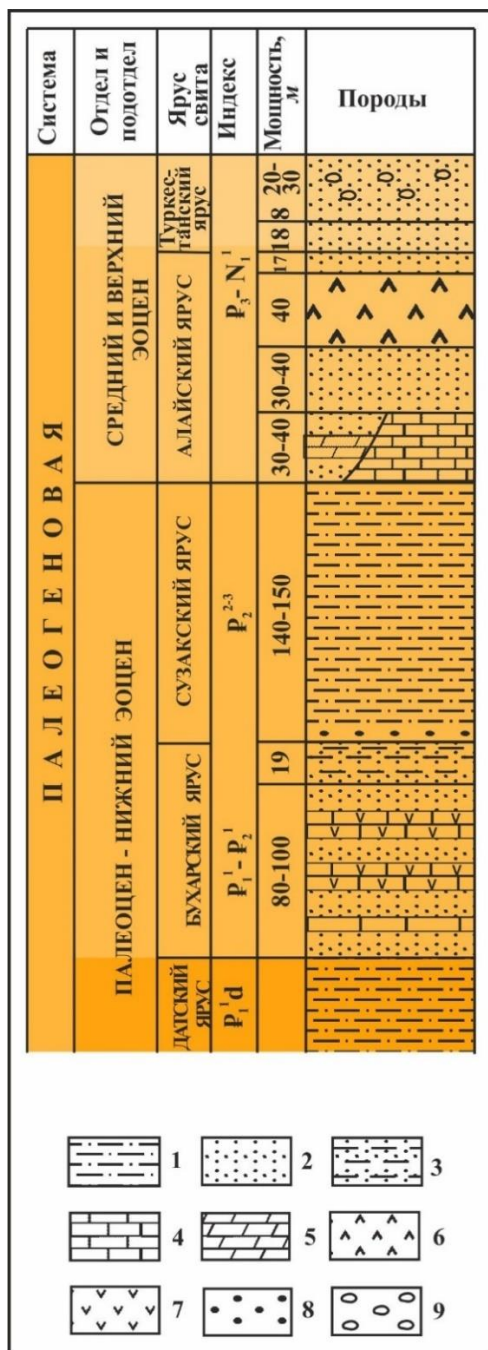
Гаурдак-Кугитангский район. Палеогеновые отложения района по своему строению и характеру относятся к типу, свойственному Таджикской депрессии.

Нижний палеоцен, датский ярус (P₁^{1d}). Нижняя часть разреза сложена зеленовато-серыми песчанистыми глинами с тонкими прослоями известковистых песчаников, мергелей и известняков-ракушечников. Средняя – желтовато- и зеленовато-серыми очень грубослоистыми песчаниками, то плотно сцементированными, то рыхлыми, почти песками. Венчают разрез грубослоистые мелкокристаллические белые гипсы с пластами белых плотных гипсоносных известняков. Мощность отложений около 50 м.

Палеоцен–нижний эоцен ($P_1-P_2^1$), бухарская толща (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.

Палеоцен–эоцен (P_1-P_2), сузакский, алайский и туркестанский регионарусы представлены толщей оливково-зеленых и темно-серых сланцеватых известковистых и гипсоносных глин, иногда песчанистых, в нижней части с тонкими прослоями сланцеватых битуминозных глин. Верхняя часть разреза представлена темными гипсоносными глинами мощностью 100–120 м.

Олигоцен (P_3). представлен толщей красных песчанистых глин с прослоями песчаников.



1 – песчанистые глины; 2 – песчаники; 3 – глинистые песчаники; 4 – известняки; 5 – мергели; 6 – эффузивные породы; 7 – гипсоносность пород; 8 – фосфориты; 9 – конкреции

Рисунок 3.16 – Сводный разрез палеогена Бадхыза

Неогеновая система

Неогеновые отложения, на севере Туркменистана пользуются значительным, распространением (Приложение А). В широтном направлении они прослеживаются от Арала до Каспия, а в меридиональном простираются от Центральных Каракумов, на север далеко за пределы Туркменистана (рисунок 3.17).

Южный Мангышлак, Туаркыр, Сарыкамышская впадина, Узбой. Миоцен (N_1). Нижний миоцен (N_1^1). Бурдигальский ярус (N_1^1bur). Нижняя часть разреза представлена песчаниками зеленовато-серыми и коричневыми, мелкозернистыми. Они перекрываются песками и песчаниками коричневатыми, желтоватыми и белесоватыми с прослоями зеленоватых и коричневых глин. Выше залегают гипсоносные глины с пластом гипса мощностью до 0,9 м. Общая мощность яруса около 50 м.

Средний миоцен (N_1^2). Лангийский ярус (N_1^2lan)

Нижняя часть яруса ($N_1^2lan_1$) выполнена песками желто-бурыми разномзернистыми с прослоями и линзами галек и гравия. Выше залегают непостоянный прослой грубозернистого песчаника ржаво-бурого цвета. Его перекрывают пески буро-желтые, мелкозернистые, слоистые. Затем залегают суглинки лессовидные коричневые с желтыми и охряно-красными пятнами. Венчают разрез пески, мелко- и тонкозернистые, пылеватые, слюдистые, желтоватые, зеленоватые и даже охряно-красные, местами с прослоями супесей и суглинков. Общая мощность отложений составляет около 10 м.

Верхняя часть яруса ($N_1^2lan_2$). Отложения представлены гипсами, отмечаются также глины, мергели, доломиты, известняки, ракушняки, местами песчаники и конгломераты.

Серравальский ярус (N_1^2srv)

Нижняя часть ($N_1^2srv_1$). Отложения распространены на сравнительно большой площади и прослеживаются от Кара-Богаз-Гола на западе до западного берега Арала на востоке. Они представлены мощной толщей гипса, кроме этого в разрезе отмечены глины, песчаники, известняки и ракушняки. Общая мощность отложений обычно около 30–35 м до 50 м и более.

Верхняя часть яруса ($N_1^2srv_2$). Разрез начинается белым, мелкопористым известняком, на котором залегают толща тонкослоистых известняков и песков с пропластками гипсов. Выше отмечен белесоватый, с розовыми пятнами оолитово-раковинный, загипсованный известняк, который перекрывается пачкой серых, светлых известняков, песчаников с подчиненными прослоями глин. Венчает разрез толща зеленовато-серых глин с подчиненными прослоями известняков. Мощной всей толщи составляет 45 м.

Верхний миоцен (N_1^3). Тортонаский ярус (N_1^3tor)

Нижний тортон ($N_1^3tor_1$). Отложения по литологическим особенностям разделяются обычно на две части: нижнюю с преобладанием глинисто-мергелистых пород и верхнюю, где преобладающее значение имеют известняки. Мощность обычно колеблется в среднем около 40–45 м, достигая максимально 55 м.

Средний тортон ($N_1^3tor_2$) литологически схож с нижним. Мощность среднего тортоната обычно не превышает 25 м.

Отложения *верхнего тортоната ($N_1^3tor_3$)* развиты лишь к северу от Кара-Богаз-Гола, на Южном Мангышлаке. Верхний тортон залегают здесь согласно на среднем и подразделяется на две части: нижнюю–мергелистую (3–4 м) и верхнюю – известняково-песчанистую (до 32 м на западе).

Мессинский ярус (N_1^3mes). Отложения на Мангышлаке распространены там же, где и верхнетортонские. Представлены они белыми оолитовыми известняками. Мощность известняков не превышает 12 м.

Плиоцен (N_2)

Нижний плиоцен (N_2^1), занкский ярус (N_2^1zan). Отложения известны в южной части Мангышлака, выражены они здесь преимущественно оолитовыми и раковинными известняками, которые по составу фауны относятся к нижнему подъярису.

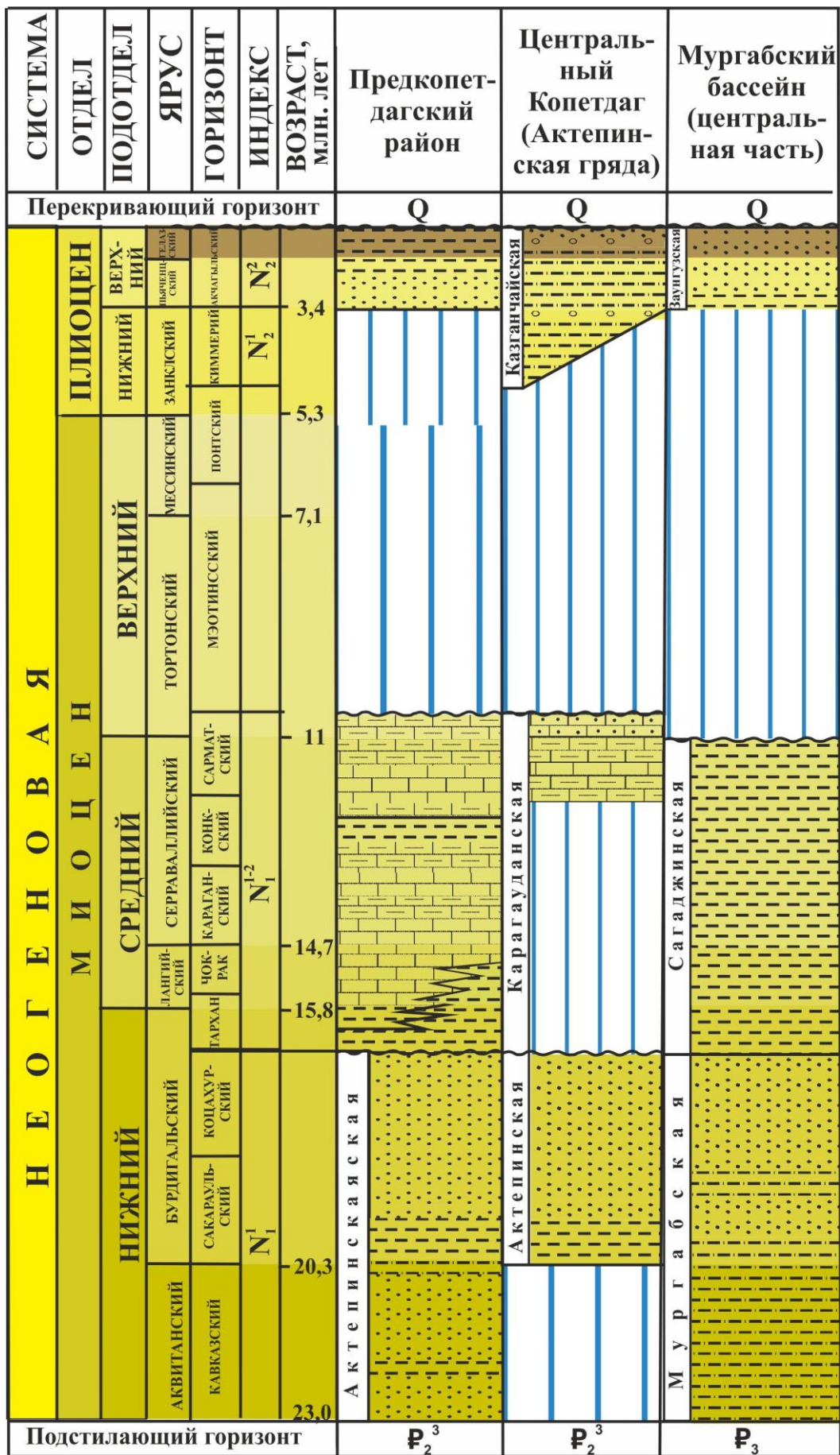


Рисунок 3.17 – Геологические колонки неогена, лист 1

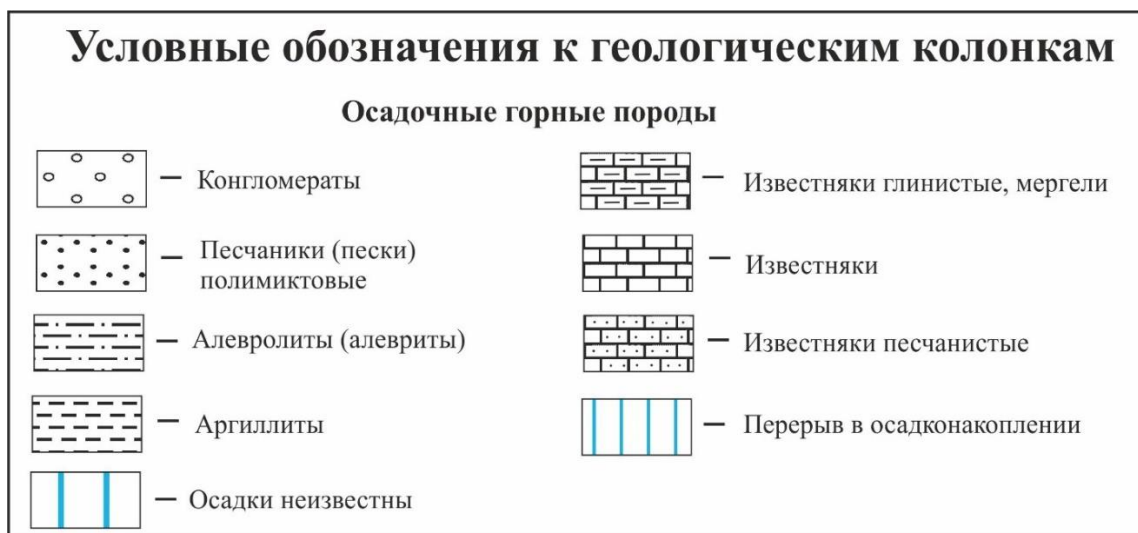


Рисунок 3.17 – Геологические колонки неогена, лист 2

Верхний плиоцен (N_2^3), гелазский ярус (N_2^3gl).*

Нижняя часть ($N_2^3gl_1$). Отложения, широко распространены на Красноводском полуострове и известны на северо-западной, северной и северо-восточной периферии песков Чильмамедкумов, развиты вдоль долины среднего течения Узбоя и на западной окраине Южно-Мангышлакского плато.

В нижней части гелазия залегают глины с растительными остатками. Выше лежат песчаные раковинные известняки и известковистые песчаники. Их перекрывают мергелистые и известковистые глины. Мощность толщи 75–90 м.

Верхняя часть. Отложения в северных районах Туркменистана представлены озерно-лиманные образованиями, развитыми на территории Сарыкамьшской впадины. Литологически они представлены маломощными (не более нескольких метров) грубыми песчаниковыми и известняковыми породами, микроконгломератами и конгломератами, обычно косослоистыми.

Полуостров Туркменбаши и Большой Балхан

Миоцен (N_1). Морские отложения

На полуострове Туркменбаши развиты отложения среднего (N_1^2) и верхнего (N_1^3) миоцена.

Средний миоцен (N_1^2)

Лангийский ярус (N_1^2lan)

Нижняя часть яруса ($N_1^2lan_1$). Отложения представлены толщей желтовато-бурых и зеленовато-серых известковистых сланцеватых глин мощностью до 30 м.

Верхняя часть яруса ($N_1^2lan_2$). На севере отложения представлены песками, известковистыми песчаниками, известняками-ракушечниками. В западной части полуострова – известняками и мергелями с прослоями конгломерата, содержащими остатки мшанок. Южнее к верхней части яруса отнесен мембранипоровый известняк с гальками порфиритов и кубадагских известняков. На юге отложения сложены грубозернистыми песками с многочисленными гальками и пластом органогенно-обломочного оолитового известняка. Мощность составляет первые метры.

Серравальский ярус (N_1^2srv).

Нижняя часть яруса ($N_1^2srv_1$). На севере отложения представлены главным образом известняками, мергелями и гипсами, наряду с которыми, присутствуют глины. Полная мощность отложений достигает 40 м. В западной части полуострова отложения характеризуются чрезвычайной пестротой литологического состава и невыдержанностью горизонтов

*В МСШ с 2009 г. гелазский ярус рассматривается в качестве нижнего яруса четвертичной системы.

по простирацию. Они начинаются здесь слоем базального конгломерата и представлены известняками, мергелями и песчанистыми и известковистыми глинами. На юге – известковистыми песчаниками и пластами огипсованного известняка. В основании их обычно залегает пласт конгломерата. Максимальная мощность всей толщи достигает 50 м.

Верхняя часть яруса ($N_1^{2\text{sgv}2}$). Отложения развиты главным образом в западной части полуострова, и представлены зеленоватыми и белыми мергелями и оолитовыми и огипсованными известняками с маломощными прослоями глин. Мощность их достигает 25 м.

Средний–верхний миоцен (N_1^{2-3})

Сарматские отложения сохранились лишь на севере, где выходы их имеются по северному чинку плато Туркменбаши и на береговой отмели южного берега Кара-Богаз-Гола. Отложения залегают без явных признаков несогласия на нижнемиоценовых. Они представлены слоистыми белыми, в верхней части мелоподобными мергелями и плотными известняками и ракушечниками с подчиненными пластами гипса и глины. Мощность отложений достигает 30–36 м.

Верхний миоцен–нижний плиоцен ($N_1^3-N_2^1$)

Континентальные отложения

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. В южных выходах она достигает мощности 200–250 м, в восточных – не превышает 50 м. Кюрянынская свита по условиям своего образования является древним пролювием, накопление которого было связано с размытием горной системы Куба-Дага–Большого Балхана.

Верхний плиоцен (N_2^3). *Морские отложения*

Гелазский ярус ($N_2^3\text{gl}$).

Нижняя часть ($N_2^3\text{gl}_1$). Отложения широко распространены на территории Красноводского полуострова. Литологический характер отложений довольно пестр. Наибольшее распространение имеют известняки, мергели и известковистые глины. Меньше распространены пески и песчаники. Мощность изменяется в весьма широких пределах, от 10–12 до 90–100 м и больше.

Верхняя часть ($N_2^3\text{gl}_2$). Отложения довольно широко распространены на полуострове Туркменбашии характеризуются весьма разнообразным набором фаций. Отложения представлены очень мелководными, местами лагунного типа осадками, мощность которых не превышает обычно 3–5 м. Западнее распространение получили более глубоководные осадки, и мощность их составляет несколько десятков метров.

В общем, отложения представлены оолитово-детритусовыми и оолитовыми, нередко песчанистыми и косослоистыми известняками, ракушечниками и известковистыми песчаниками кремового и светлосерого цвета; серыми и зеленоватыми, частично косослоистыми песчаниками с прослоем известковистой глины и гипса.

Прикаспийская низменность

Верхний плиоцен (N_2^3).

Красноцветная толща (челекенская свита) представлена мощной толщей песчаных и песчано-глинистых осадков. **Она является основной нефтесодержащей толщей Юго-Западного Туркменистана.** Мощность ее колеблется в больших пределах от 1 150 до 2 000 м и более.

Красноцветная толща накопилась в дельтовых прибрежных условиях, процесс седиментации происходил в течение сравнительно, короткого времени при весьма быстром погружении депрессионной области.

Акчагыльский горизонт ($N_2^{2-3}\text{ria-gl}$) (рисунок 3.17). В пределах Прикаспийской низменности отложения акчагыльского горизонта имеют весьма широкое развитие. Полный разрез этих отложений обнажен на некоторых структурах Прибалханского района (Челекен, Монжуклы, Боя-Даг и Сыртланли), а также в западных отрогах Копет-Дага, на южном склоне Малого Балхана и на Перевало-Айдинской гряде. **С отложениями акчагыльского яруса в ряде структур Прибалханского района связаны промышленные залежи нефти** (Небит-Даг, Кум-Даг).

Акчагыльские отложения на рассматриваемой площади подвержены большим фациальным изменениям; резко колеблется также их мощность.

На южном склоне Малого Балхана в разрезе акчагыла выделены три части. Нижняя часть представлена толщей слоистых мергелистых глин серого, зеленовато-, голубовато- и буровато-серого цветов с частыми пропластками песка и гипса. Выше с признаками размыва залегают средне- и крупнозернистые слюдястые пески с крупными линзами глинистого конгломерата и многочисленными конкрециями песчаника (средняя часть). Верхняя часть представлена мощной толщей зеленовато-серых, серых, голубовато-серых, желтовато-серых слоистых мергелистых глин. Общая мощность акчагыльских отложений местами достигает почти 300 м, а на северном склоне Малого Балхана достигает 600 м.

Апшеронский региоярус (N_2^3). Наиболее полный разрез отложений имеется на Челекене и Монжуклы. На всей рассматриваемой площади в апшероне преобладают глины более или менее песчанистые и местами сильно известковистые. Песчаные прослои ничтожны по мощности.

Западный Копет-Даг. 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 чокракским, караганским, конкским, сарматским и акчагыльским горизонтами (рисунок 3.17), а в западных предгорьях Копет-Дага также апшеронским ярусом. Среди континентальных отложений выделяются две толщи, нижняя из которых накопилась в конце миоценового—начале плиоценового времени, а верхняя – в конце плиоценового времени.

Миоцен (N_1). *Морские отложения.* В Западном Копет-Даге развиты морские отложения среднего миоцена и сарматского горизонта.

Средний миоцен (N_1^2). *Лангийский ярус* (N_1^2lan). *Чокракский горизонт.* Отложения залегают на размывтой поверхности палеогеновых отложений и представлены преимущественно чередованием рыхлых охристых песков, а также песчаников, ракушечных и оолитовых известняков, известковистых и песчанистых глин. Мощность чокракских слоев достигает 33 м.

Серравальский ярус (N_1^2srv). *Караганский горизонт.* Осадки представлены в Западном Копет-Даге в южных разрезах оолитовыми известняками, в северных – глинами, известковистыми песчаниками, известняками и мергелями, переслаивающимися с гипсами. Эти отложения достигают мощности 173 м.

Конкский горизонт. Отложения представлены в северных разрезах песками, известковистыми и глинистыми песчаниками и известковистыми глинами или мергелями. Мощность их достигает 65 м.

Средний–верхний миоцен сарматский горизонт (N_1^{2-3}). В Западном Копет-Даге развиты отложения нижнего (мергели, глины и песчаники с прослоями ракушечных известняков; мощность – 160 м), среднего (глинистые песчаники, песчанистые и известковистые глины с прослоями оолитовых и ракушечных известняков; мощностью до 320 м) и верхнего (красно-бурые глинистые песчаники и песчанистые глины, мощностью 20–30 м) сармата.

Верхний миоцен–нижний плиоцен ($N_1^3-N_2^1$).

Континентальные отложения. *Красноцветная толща* состоит из красновато- и серовато-бурых песчаников и песчанистых глин, среди которых имеется несколько горизонтов конгломерата. Мощность толщи в северных предгорьях Копет-Дага составляет 200–260 м, восточнее – достигает 850 м.

Верхний плиоцен (N_2^3). *Морские отложения*

Пьяченцкий (N_2^2pia) и *гелазский* (N_2^3gl) *ярусы.* *Акчагыльский горизонт* в Западном Копет-Даге пользуются широким распространением, залегая трансгрессивно на различных отложениях от меловых до красноцветных континентальной серии ($N_1^3-N_2^1$) включительно. В основании их прослеживается базальный конгломерат мощностью от 1,5 до 15 м. Выше преобладающую роль играют песчаники и песчанистые глины, заключающие прослои песчанистых ракушечных известняков и песчанистых мергелей. В восточной части Узекдагской синклинали в составе акчагыльских отложений присутствуют залежи каменной соли, тенардита и мирабилита. Мощность достигает 270–300 м.

Апшеронский региоярус (N_2^3). Отложения развиты лишь в крайних западных предгорьях Копет-Дага. Характеристика этих отложений дана выше, при описании неогена Прикаспийской низменности.

Центральный и Восточный Копет-Даг. На востоке Копет-Дага морские акчагыльские, а еще восточнее и миоценовые отложения полностью замещаются континентальными осадками неогена.

Миоцен (N_1). *Морские отложения. Серравальский ярус* (N_1^{2srv}), *караганский и конкский горизонты* представлены небольшой толщей (мощностью около 15 м) мелкогалечных и гравийных конгломератов, заключающей тонкие прослойки доломитизированных известняков, а в верхней части также прослойки известковистых глин (рисунок 3.17). Характер рассматриваемых отложений указывает на то, что они являются прибрежными образованиями.

Сарматский горизонт (N_1^{2-3}) представлен чередованием ракушечных известняков, мергелей, известковистых глин и песчаников. Мощность этих слоев составляет здесь около 400 м.

Верхний миоцен–нижний плиоцен ($N_1^3-N_2^1$). *Континентальные отложения. Казганчайская свита* (рисунок 3.17) представлена мощной толщей конгломератов, переслаивающихся с серыми и рыжеватыми косослоистыми песчаниками. Суммарная мощность толщи составляет свыше 1 000 м.

Верхний плиоцен (N_2^3). *Морские отложения. Пьяченцкий* (N_2^{pia}) и *гелазский* (N_3gl) ярусы представлены пестроокрашенными песчано-мергелистыми породами, заключающими характерную акчагыльскую фауну.

Верхний плиоцен (N_2^3). *Континентальные отложения. Текинская серия*. Отложения пользуются широким распространением в Центральном и Восточном Копет-Даге, достигая наиболее значительной мощности (140–200 м) в грядках, примыкающих с севера к Передовой цепи Копет-Дага.

Кешинынбаурская свита. В составе этих отложений главную роль играют продукты пролювиального сноса и аллювиальные образования: в нижней части – галечники и конгломераты, а в верхней – песчаные глины и суглинки.

Северные Каракумы и долина Аму-Дарьи. В составе неогеновых отложений здесь известны как континентальные, так и морские образования; последние представлены конкским горизонтом и сарматским ярусом. Они развиты лишь в западной части района, а к востоку полностью замещаются континентальными образованиями.

Миоцен (N_1). *Морские отложения*.

Средний миоцен (N_1^2), *конкский горизонт* представлен серыми гипсоносными глинами, глинистыми гипсами с тонкими прослоями песчанистого мергеля, серыми тонкозернистыми песчаниками. Мощность – первые метры. В нижнем течении Аму-Дарьи в составе отложений выделяют две толщи: нижнюю (неправильнослоистые глины, мергели, пески, песчаники) и верхнюю (красноватые и бурые железистые грубые песчаники с прослоями и линзами конгломерата из плохо окатанных обломков мергелей и известняков).

Средний–верхний миоцен, сарматский ярус (N_1^{2-3}). Верхняя часть яруса сложена оливково-зелеными и серыми известковистыми глинами, местами гипсоносными, заключающими прослойки мергелей, песчаных известняков и тонкозернистых песчаников. Кверху наблюдается обогащение этой толщи гипсом.

Плиоцен (N_2). *Континентальные и лагунно-терригенные отложения. Акчагыльский горизонт заунгузская свита* (N_2^2) (рисунок 3.17) – толща рыжеватых и серых песчаников с прослоями и линзами пестроокрашенных глин и гипсов и выклинивающимися прослоями конгломератов. В нижней своей части она сложена лагунно-терригенными, а выше – континентальными образованиями. **К этой толще приурочены Каракумские месторождения серы**. Общая мощность толщи достигает 60 м.

По северной окраине Северных Каракумов отложения представлены толщей красноватых глин и желтых песков с прослоями песчаников и известковыми сростками, продолжающейся отсюда до Аму-Дарьи и дальше к востоку. Мощность ее достигает 60–100 м.

Четвертичная система

Четвертичный период характеризуется постоянным ослаблением тектонической деятельности, колебаниями уровня Каспийского моря, блужданием Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи и формированием эолового рельефа Каракумской и Кызылкумской пустынь.

Туранская плита

Амударьинский регион. Четвертичные отложения в районе распространены повсеместно.

Геолого-генетический комплекс нижне-среднечетвертичных аллювиальных отложений (aI–II) представлен преимущественно песками серого цвета с редкими прослоями глин и включениями гравия и гальки. Мощность его с востока на запад меняется от 135 до 500 м. Пески переработаны эоловыми процессами.

Геолого-генетический комплекс нижне-среднечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений (a, pI–II) представлен желтовато-серыми песками с редкими прослоями супесей и суглинков. Максимальная мощность у северного подножия Карабиля 200 м.

Геолого-генетический комплекс верхнечетвертичных аллювиальных отложений (aIII) распространен в современных долинах Амударьи, Теджена, Мургаба. Представлен желтовато-серыми песками, супесями, суглинками и глинами общей мощностью 40–50 м. Условия залегания песчано-глинистых пород характеризуются частым их выклиниванием и невыдержанностью по мощности и простиранию. Им свойственна косая и горизонтальная слоистость. Отложения комплекса часто переработаны эоловыми и ирригационными процессами.

Геолого-генетический комплекс верхнечетвертичных-современных аллювиально-дельтовых отложений (aIII–IV) развит на юго-востоке региона в дельтах североафганских рек, а также в дельтах Мургаба и Теджена. Представлен переслаиванием песков, супесей, суглинков и глин желтовато-серого цвета. Характерна невыдержанность пород как по мощности, так и по простиранию; частая смена литологических разностей.

Геолого-генетический комплекс нерасчлененных четвертичных эоловых отложений (vQ) развит на большей части территории, где развеванию подвержены отложения каракумской свиты (N_2^2) и аллювий Аму-Дарьи в Низменных Каракумах, породы акчагыла (N_2^2) в Заунгузских Каракумах, Юго-Восточных Каракумах и др. Мощность эоловых отложений меняется от 1–2 до 30–40 м. Они представлены песками, среди которых преобладают тонкозернистые и мелкозернистые разности.

Мангышлак-Устьюрт-Туаркырский регион. *Геолого-генетический комплекс бакинских морских отложений (mQ₁)* (Приложение В). Породы представлены песчано-ракушечниками, в большей или меньшей степени сцементированными, а также конгломератами и известняками мощностью до 10 м.

Геолого-генетический комплекс хазарских морских отложений (mQ₂) (Приложение В) распространен на южном и западном берегах лагуны Кара-Богаз-Гол, а также в западной и юго-западной частях полуострова Туркменбаши. Нижняя часть комплекса представлена серыми и коричневыми алевритистыми глинами мощностью до 20 м. Верхняя часть (Красноводская коса) – прибрежными косослоистыми известняками-ракушечниками и конгломератами мощностью до 5 м.

Геолого-генетический комплекс хвалыньских морских отложений (mQ₃) (Приложение В) распространен в западной и северо-западной частях полуострова Туркменбаши и по берегам Кара-Богаз-Гола. На северо-западе полуострова пески переработаны ветром (пески Октумкум). На остальной территории отложения представлены также песками, реже рыхлыми детритусово-ракушечными известняками, песчано-галечноково-суглинистыми образованиями общей мощностью от 5 до 15 м.

Горно-складчатые сооружения

Копетдагский регион. *Геолого-генетический комплекс нерасчлененных пролювиальных отложений (pQ)* широко развит в долинах и предгорьях вдоль подножий хребтов и холмистых предгорий. Представлен валунно-галечными образованиями с суглинками и песком мощностью десятки метров.

Геолого-генетический комплекс четвертичных аллювиальных отложений (aQ). Породы слагают террасы долин рек. Они представлены чередованием песчано-глинистых и гравийно-галечных осадков с характерной слоистостью.

Геолого-генетический комплекс элювиально-делювиальных отложений (edQ) слагает покатые склоны холмов. Состав его алеврито-песчанистый и глинистый, полностью зависит от состава коренных пород. Мощность изменяется от 1,5 м на склонах до нескольких десятков метров в понижениях между холмами.

Геолого-генетический комплекс четвертичных делювиальных отложений (dQ) залегает на склонах гор и холмов. Состав также зависит от состава подстилающих пород. Мощность от 1 до 20 м и более.

Большебалханский регион. Четвертичные отложения сложены морскими и континентальными образованиями. Нижне- и среднечетвертичные отложения представлены нерасчлененной толщей пролювиальных образований (pI–II). В строении грубообломочной части толщи принимают участие глыбы и обломки известняков, мергелей, песчаников юры и мела, а заполнитель – песчано-глинистые породы более молодого возраста. Мощность достигает 20 м.

Геолого-генетический комплекс нерасчлененных пролювиальных и морских отложений (pmQ) состоит из галечников, песков, реже – глин и детритусово-ракушечных известняков.

Геолого-генетический комплекс нерасчлененных четвертичных аллювиальных и делювиальных отложений (adQ) представлен: гравием, галькой, щебнем, дресвой, песками, супесями. Мощность их – от долей метра до 2–3 м. Распространение локальное.

Предкопетдагский регион. *Геолого-генетический комплекс нерасчлененных четвертичных аллювиально-пролювиальных отложений (apQ)* включает в себя конгломераты, отложения подгорного шлейфа и горных речек – грубосортированные щебнисто-галечные отложения с линзами песков и супесей, пески, супеси, суглинки и глины. Общая мощность комплекса от 200 до 350 м.

Геолого-генетический комплекс средне-верхнечетвертичных морских отложений (mII–III) представлен гравийно-галечниковыми и песчано-глинистыми отложениями.

Западно-Туркменский регион. *Геолого-генетический комплекс бакинских морских отложений (mQ₁)* (Приложение В) обнажается на возвышенностях Западно-Туркменской впадины и на полуострове Челекен, а также вскрыт многочисленными скважинами на глубине 150–400 м. Комплекс представлен глинами с прослоями алевритов, алевролитами и песками.

Геолого-генетический комплекс хазарско-хвалыньских морских отложений (mQ₂₋₃) (Приложение В) распространен повсеместно. На востоке региона морские отложения замещаются континентальными. Комплекс представлен в нижней части (хазарские отложения) глинами и алевритами. В средней части (раннехвалыньский возраст) преобладают галечники и пески. Верхняя часть разреза (позднихвалыньский возраст) сложена песками с прослоями глин. Мощность комплекса от нескольких десятков до 150–250 м.

Геолого-генетический комплекс нижне-среднечетвертичных пролювиальных отложений (pI–II) развит в предгорьях Бадхыза и Балхана. Сложен щебнем, гравием, галечниками, валунами. Заполнителями служат суглинки, супеси и разнородные пески.

Геолого-генетический комплекс новокаспийских морских отложений (mQ₄) протягивается неширокой полосой вдоль берега Каспия, заходит в понижения солончака Келькоры Балханского шора и занимает понижение послехвалыньского эолового рельефа к северу и югу от полуострова Челекен. В северной части низменности он представлен серыми мелкозернистыми песками, супесями, суглинками и глинами. Мощность комплекса от 2–3 до 10–25 м.

Геолого-генетический комплекс верхнечетвертично-современных аллювиально-пролювиальных отложений (apIII–IV) залегает с поверхности обширнейшую равнину, прилегающую к горным сооружениям Западного Копет-Дага и Малого Балхана. Представлен светло-серыми песчанистыми глинами загипсованными, супесями, суглинками и тонко-мелкозернистыми песками.

Геолого-генетический комплекс современных аллювиальных отложений p. Атрек развит на небольшой площади в южной части региона. Представлен глинами, суглинками и супесями общей мощностью до 5–7 м.

4 МАГМАТИЗМ И ЯВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Проявления магматизма на территории Туркмении имеют незначительное площадное распространение. Известны три основных площади развития магматических пород:

- 1) в западной части Туркменистана – в районе города Туркменбаши (Красноводска), в западной оконечности Большого Балхана 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 хребта Султануиз-Даг.

Западная часть Туркменистана. Выходы магматических горных пород на дневную поверхность известны в окрестностях города Туркменбаши (Красноводска), где они слагают возвышенности Шах-Адам и Кара-Даг, а также в районе Большого Балхана. Вскрыты магматические породы многими скважинами и в пределах Карабогазского свода. Известные здесь интрузивные породы сгруппированы в четыре основные группы.

1 *Ордовикско-раннедевонский интрузивный комплекс.* В западной части Шах-Адама и на полуострове Даг-Ада среди биотитовых гранитов обнажены ксенолиты гранито-гнейсов, что послужило основанием для отнесения гранито-гнейсов к самым древним интрузивным образованиям. Абсолютный возраст пород, определенный калий-аргоновым методом, составил 450–395 млн лет (ранний ордовик–ранний девон). К образованиям этого возраста, вероятно, могут быть отнесены и граниты, вскрытые на Каршинской площади, абсолютный возраст которых составляет 440 млн лет (ранний силур).

2 *Позднедевонско-среднекаменноугольный интрузивный комплекс.* К нему принадлежат тоналиты, вскрытые бурением на площади Букбаш в северо-западном Прикарабогазье, габбро, биотитовые граниты и диориты окрестностей города Туркменбаши, гранитоиды Прикарабогазья. Наиболее древними из них, согласно определению абсолютного возраста пород калий-аргоновым методом, являются, вероятно, габброиды, обнажающиеся на территории Шах-Адама (352 млн лет – ранний–средний карбон). Близки им по возрасту тоналиты площади Букбаш и биотитовые граниты Шах-Адама (350 млн лет). Породы диоритового ряда (325 млн лет) обнажены в районе Шах-Адама. Наиболее молодыми в данном ряду являются микроклиновые граниты, вскрытые глубокими скважинами в пределах северо-западного и южного Прикарабогазья, возраст которых, по данным калий-аргонового метода, оценен как среднекаменноугольный.

3 *Позднекаменноугольно-раннепермский интрузивный комплекс* объединяет в себя группу жильных пород, в которой выделяются образования кислого, среднего и основного состава. Кислые разности представлены дайками гранит-порфира, кварцевого порфира, сферолит-порфира, фельзит-порфира и фельзита, окрашенными в красные и палевые тона. Детально изучены в районе г. Туркменбаши и на Большом Балхане в обнажениях, установлены также и на закрытых площадях по буровым данным. Возраст их определен по характеру взаимоотношения с более древними интрузиями, а также по немногочисленным определениям абсолютного возраста. Мощность жил не превышает 25–30 см. Дайки основного и среднего состава рвут описанные выше разности. Окрашены в различные оттенки зеленого цвета. Мощность от нескольких сантиметров до 1–2, реже 3–4 м. Представлены плагиоклазовыми, диабазовыми и диоритовыми порфиритами. Наиболее молодыми из них являются дайки диабазового порфирита, секущие весь комплекс магматических пород.

4 *Позднепермско-триасовый интрузивный комплекс* включает в себя гранито-гнейсы, биотитовые, микроклиновые и лейкократовые граниты Шах-Адама, Кара-Дага, Большого Балхана и площади Дарджа, возраст которых определен в пределах от 250–195 млн лет (ранний триас–ранняя юра), андезит-дациты и аплитовые граниты (215–190 млн лет).

На Туаркыре в естественных обнажениях достаточно детально изучены метаморфические породы палеозоя и магматические образования основного и ультраосновного ряда, имеющие с первыми тектонический контакт. Возраст основных и ультраосновных пород

доказан бурением как дораннепермский. Метаморфические разности пород представлены интенсивно дислоцированными серыми и черными глинистыми и кремнистыми сланцами, содержащими отдельные прослои и линзы мраморизованных известняков, кварцитов.

Бадхыз – это район развития молодых (палеогеновых) эффузивов основного и среднего типа, представленных базальтами, андезито-базальтами, андезитами, андезитовыми туфами, туфопесчаниками и туфоконгломератами. Вулканические породы здесь известны западнее Кушки, в средней части впадины Еройлан-Дуз и в районе горы Чакмаклы-Чонга, от которой они прослеживаются на северо-запад.

Низовья Аму-Дарьи. В низовьях Аму-Дарьи магматические и метаморфические породы развиты лишь в хребте Султануиз-Даг и его западных отрогах – Джимуртау и Кубатау. Все магматические породы имеют палеозойский возраст. 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 и продукты их изменения – серпентиниты и амфиболиты. Кислые интрузии сложены гранитом и гранодиоритом. Среди эффузивов преобладают порфириты основного состава и их туфы.

5 РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА

Основные черты современной структуры юга Туранской плиты и ее обрамления в значительной мере определены зонами разломов различной глубины и времени заложения. В границах Туркменистана выделено несколько региональных зон глубинных разломов (рисунок 5.1):

- Линеамент Карпинского;
- Урало-Оманский линеамент;
- Эльбрус-Кызылордынская зона;
- Копетдаг-Балханская зона;
- Эльбрус-Парапамизская зона;
- Бандитуркестан-Гиссарская зона.

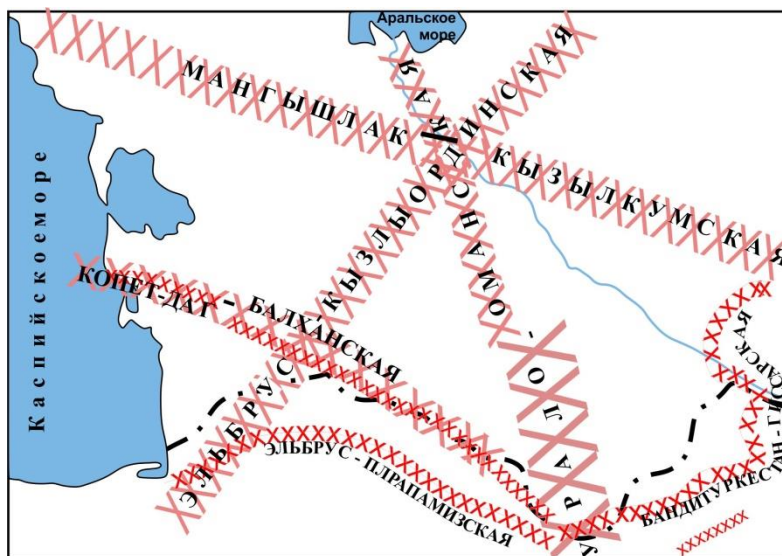


Рисунок 5.1 – Схема расположения региональных зон глубинных разломов территории Туркменистана

Линеамент Карпинского и Урало-Оманский линеамент пересекают платформы с разновозрастным фундаментом и складчатые сооружения; являются дискордантными к основным простираниям герцинских и альпийских структурных элементов.

Каждый из линеаментов представляет собой грандиозную меридиональную структурную полосу протяженностью в несколько тысяч и шириной в 100 км и более. Линеаменты оказывали контролирующее влияние на распределение тектонических элементов, объемы и пространственное размещение магматических образований и т. д. На платформе они, как правило, образуют зоны, ограниченные с обеих сторон системами параллельных прерывистых разломов, между которыми заключены крупные блоковые массивы фундамента. Направленность и интенсивность движений этих массивов фундамента в герцинскую и альпийскую эпохи были различны. По отношению к прилегающим территориям эти массивы, иногда очень протяженные, являются устойчивыми, интенсивность тектонических движений в них значительно ослаблена.

Линеамент Карпинского – это глобальная поясовая тектоническая структура Евразии шириной 150–200 км (редко до 300 км), длиной, по разным оценкам, порядка 3 000, 4 000, 7 500 км, объединяющая ряд отдельных разнородных элементов в пределах Западной Европы и Центральной Азии (от Предальпийского прогиба на северо-западе до Северного Афганистана и Бухары на юго-востоке), которые имеют разное строение и различную историю развития, но связаны своим положением в единой линейной долгоживущей тектонической зоне глубинных разломов. В Средней Азии пояс рассекает эпигерцинскую платформу.

В продольном направлении он разделяется на две части наиболее крупного ранга – северо-западную палеорифтогенную (Припятский грабен–Туаркырская складчатая зона) и юго-восточную коллизионно-сдвигово-орогенную (Центральный Мангышлак–Южный Тянь-Шань), которые различаются между собой по структурному рисунку разломов и преобладающему динамическому режиму формирования. Первая развивалась в условиях доминирующей трансенсии (сдвига с растяжением), в особенности на герцинском этапе развития с позднего девона и до конца триаса – Сарматско-Туранская рифтовая система. Для второй более характерны условия транспрессии (сдвига со сжатием).

В Закаспии, по сравнению с северо-западной его частью, общий структурный рисунок разломов заметно меняется, отражая смену динамического режима зоны линеамента в продольном направлении. Здесь отсутствует ярко выраженная полоса грабенов с краевыми разломами. Главным структурным элементом выступает линейная шовная зона вдоль линии Северо-Мангышлакского, Центрально-Устюртского, Бухаро-Гиссарского и Зеравшанского разломов – Мангышлак-Гиссарская система разломов. С ней связаны крупные инверсионные складчато-надвиговые внутриплитные структуры, что предполагает условия сжатия. В обе стороны от этой шовной зоны веерообразно отходят пучки кулис разломов меньшего ранга. На территории Туркменистана фиксируется два основных сегмента таких веерообразных виргаций: 1 – на отрезках Южно-Мангышлакской зоны прогибов и Туаркыр-Батхыза; 2 – Бухаро-Хивинской зоны ступеней. В пределах Мангышлак-Туаркырской зоны дислокаций в герцинское время существовал миогеосинклинальный прогиб, претерпевший впоследствии киммерийскую складчатость.

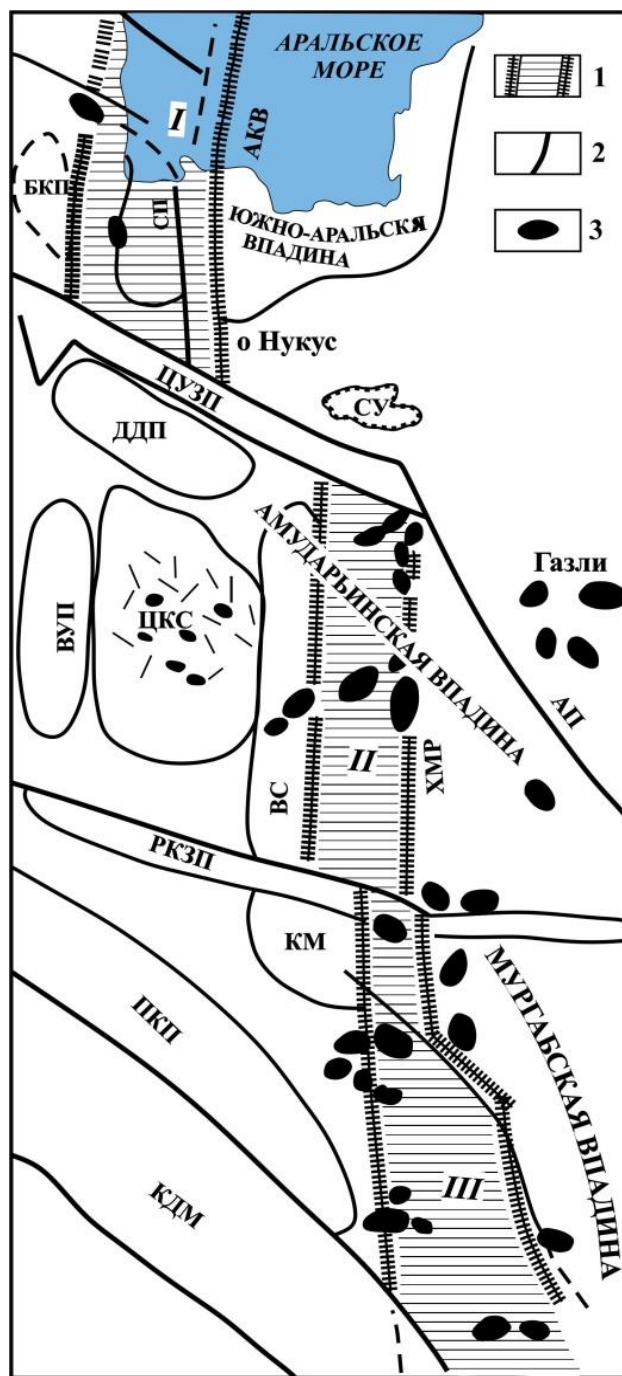
Урало-Оманская линеамент представляет собой систему структур рифтогенной природы, заложенной в дораннегерцинское время. На платформенном этапе он выражен в виде структурной зоны долготных валов с аномально высокой тектонической подвижностью. Урало-Оманский линеамент в виде полосы шириной в 100 км тянется от Урала в южном направлении, захватывает почти всю территорию Арала, пересекает линеамент Карпинского в районе Нукуса (Республики Узбекистан) и продолжается к югу через Туркмению в пределы Ирана.

Среднеазиатская часть Урало-Оманского линеамента образует Арало-Мургабскую зону рифтовых структур. Зона линейно вытянута с севера на юг, от Аральского моря до Мургабской впадины; протяженность ее более 1 000 км. Внутреннее строение зоны характеризуется чередованием горстов и грабенов, с обеих сторон она ограничена глубинными разломами. В ее пределах выделяют Аральское, Восточно-Заунгузское и Теджен-Мургабское звенья грабенообразных прогибов (рисунок 5.2). Арало-Мургабская зона начала развиваться еще в среднем палеозое–раннем мезозое. На территории Туркменистана она представлена двумя звеньями: Восточно-Заунгузским и Герирудским.

Восточно-Заунгузское звено в строении поверхности фундамента отображено в виде сложных ступеней (Беурдешикской и Восточно-Унгузской), расположенных между Центрально-Каракумским сводовым поднятием и Амударьинской синеклизой. Ширина грабена в пределах Восточно-Заунгузского звена достигает 40–50 км. По обоим бортам он осложнен сбросами. Глубина погружения фундамента колеблется от 6 до 12 км. Грабен выполнен отложениями переходного комплекса и платформенного чехла. При этом мощность последнего не превышает 5–6 км (рисунок 5.3).

С востока Восточно-Заунгузское звено ограничено Серахс-Питнякским разломом, по которому оно сочленяется с Амударьинской синеклизой. В структуре осадочного чехла Серахс-Питнякскому разлому соответствует зона надразломных линейных антиклиналей. Амплитуда разломов в осадочной толще достигает 600 м на севере (Кошкуинский вал) и 300 м на юге (Гагаринский вал).

Герирудское (Теджен-Мургабское) звено располагается южнее Восточно-Заунгузского и протягивается от субширотной Репетек-Чешминской системы дислокаций на юг до альпийских складчатых дуг.



1 – рифтовые (грабеновые) структуры; 2 – разрывные нарушения;

3 – нефтяные и газовые месторождения;

БКП – Барсакельмесский прогиб; СП – Судочий прогиб; АКВ – Арало-Кызылкумский вал;

ЦУЗП – Центрально-Устыртская зона поднятий; АР – Амударьинский разлом;

ДДП – Дарьялык-Дауданский прогиб; ВУП – Верхнеузбойский прогиб;

ЦКС – Центрально-Каракумский свод; БС – Беурдешикский склон;

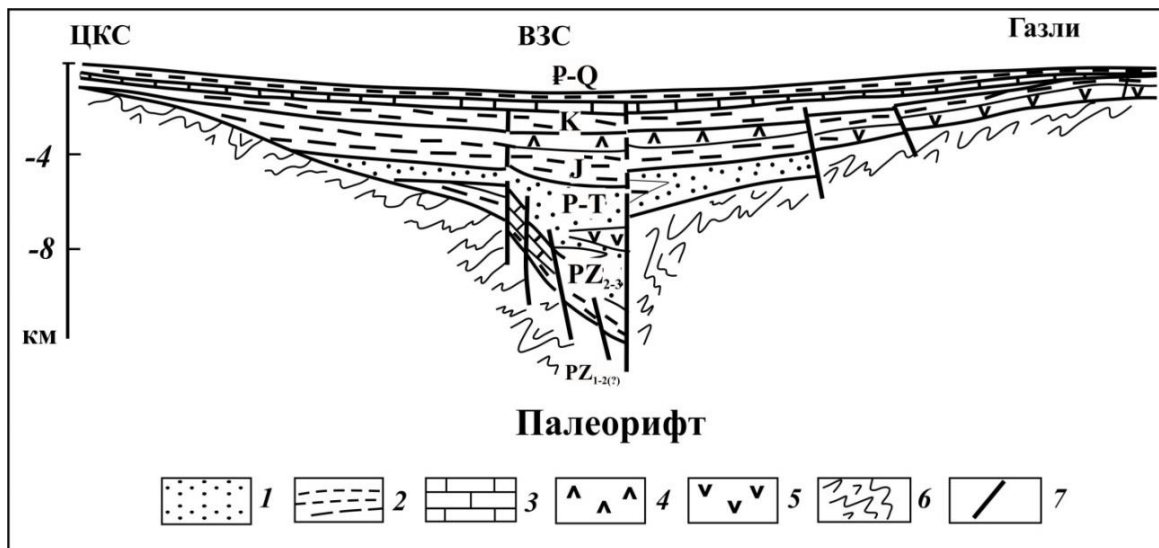
ХМР – Хорезм-Мургабский разлом; РКЗП – Репетек-Келийская зона поднятий;

КМ – Каландарская мульда; ПКП – Предкопетдагский краевой прогиб;

КДМ – Копетдагский мегантиклинорий; СУ – Султан-Уизда; I – Аральское звено;

II – Восточно-Заунгузское; III – Теджен-Мургабское звено

Рисунок 5.2 – Схема Арало-Мургабской зоны рифтовых (грабеновых) структур



Породы: 1 – песчаники; 2 – глины (аргиллиты); 3 – известняки;
 4 – соляно-ангидритовые; 5 – вулканогенно-осадочные; 6 – фундамента;
 7 – разрывные нарушения; ЦКС – Центрально-Каракумский свод

Рисунок 5.3 – Схематический геологический разрез
 Восточно-Заунгузской грабен-рифтовой структуры

Копет-Дага и Банди-Туркестана почти на 350 км. Разломные зоны, составляющие это звено, параллельны друг другу, ориентированы строго меридионально и образованы двумя основными граничными зонами (Тедженской на западе и Мургабской на востоке), между которыми расположены также параллельные зоны меньших порядков и протяженности. Основной грабен этого звена осложнен разрывными нарушениями. Глубина фундамента здесь колеблется от 7 до 14 км, постепенно уменьшаясь к югу. Максимальная мощность платформенного чехла достигает 5–6 км, промежуточного комплекса – 4–6 км.

Как и для Восточно-Заунгузского, для рассматриваемого звена характерны более мелкие сопровождающие разломы (например, к западу от Тедженского на территории Бахардокской моноклинали).

Восточная граница Герирудского звена по геофизическим данным представляет собой уступ (или флексуру) на больших глубинах, занимающий по площади все Теджен-Мургабское междуречье. Составляющие это звено крупные разломные зоны – Тедженская, Байрамалийская, Мургабская. В ряде случаев по ним образованы протяженные надразломные валы (Байрамалийский) или региональные флексуры (Мургабская). Амплитуды составляющих разломов по поверхности фундамента меняются от первых сотен метров (Тедженская зона) до 2 700–2 800 м (Мургабская зона), постепенно затухая вверх по разрезу осадочного чехла.

По Тедженскому и Восточно-Копетдагскому разломам проходит четкая граница между складчатой и платформенной областями. Складки Копетдагского (хребет Муздран и др.) и Аладаг-Биналудского складчатых сооружений «обрезаются» этими разломами, и восточнее, уже в пределах платформы, на их структурных продолжениях развиты антиклинали платформенного типа.

Западные границы Восточно-Заунгузской и Теджен-Мургабской грабеновых (рифтовых) структур контролируют контуры распространения солей на западе Амударьинской синеклизы, которая характеризуется наличием мощной соляно-ангидритовой формации позднеюрского возраста.

Эльбрус-Кызылордынская шовная зона также относится к категории сквозных зон глубинных разломов. Она пересекает Туранскую плиту с разновозрастным фундаментом, а на

юго-западе и геосинклинальные горно-складчатые сооружения. В пределах Туркменистана она трассируется примерно по линии Гызыларбат–Султан-Уиздаг, пересекает Центрально-Каракумский свод и делит его на две части. Зона выделяется преимущественно в аномальном магнитном поле. В альпийской структуре платформенной области она почти не находит отображения, видимо, являясь «залеченной» шовной зоной, по которой в мезозойскую и кайнозойскую эпохи блоковых движений не происходило.

Область позднеальпийской складчатости отделена от платформенной территории системой глубинных разломов, включающей Копетдаг-Балханский краевой шов и Бандитуркестан-Гиссарскую систему разломов. Две части этой системы разделены поперечным Герирудским звеном Урало–Оманского линеамента. В современной структуре региона они отображены деформациями различного типа: главной складчато-разрывной зоной Копет-Дага и горст-антиклинальными шовно-глыбовыми сооружениями Куба-Дага и Большого Балхана на западе и Бандитуркестан-Гиссарской флексурно-разрывной зоной на востоке.

Копетдаг-Балханская зона глубинных разломов представляет собой краевой шов, разграничивающий эпигерцинскую платформу от областей альпийской складчатости. Краевой шов представляет собой полосу шириной 40–80 км и протяженностью (в границах Туркменистана) около 1 000 км, характеризующуюся специфическим строением гравитационного и магнитного полей, разрывных и складчатых дислокаций различного типа и времени проявления и общей прямолинейностью.

К краевому шву относятся Куба-Дагское и Большебалханское складчатые сооружения и Передовая зона антиклиналей Копет-Дага.

Главная складчато-разрывная зона Копет-Дага протягивается от г. Туркменбаши на западе до Бадхыза на востоке. Она имеет сложное строение, в целом представляет собой крупный желоб грабенообразного строения, который ограничен с северо-востока и юго-запада системами разломов герцинского времени заложения.

Главная складчато-разрывная зона Копет-Дага включает более 25 антиклинальных складок, разделенных или осложненных разрывными нарушениями преимущественно сдвигового характера. Эта зона характеризуется выдержанной прямолинейностью и запад-северо-западным простиранием. На меридиане г. Ашхабада она является касательной по отношению к складчатым дугам Копетдагского антиклинория, восточнее этого меридиана разветвляется. Ее южное звено уходит во внутреннюю часть антиклинория и является здесь внутригеосинклинальной.

К западному звену краевого шва относятся Кубадагское и Большебалханское горст-антиклинальные сооружения со всех сторон ограниченные разломами. В общем плане рассматриваемое звено краевого шва здесь имеет облик горста, в центральной осевой части которого и распожены Куба-Даг и Большой Балхан. Краевое положение обусловило высокую подвижность этой зоны разломов и заключенных между ними блоков.

С юга область позднеальпийской складчатости также ограничена системой разломов, в общем повторяющей изгибы складчатых дуг – Эльбрус-Парапомизская зона. Она является границей, по обе стороны которой прилежащие области имели разную историю развития и различную современную структуру.

Бандитуркестан-Гиссарская зона протягивается в виде полосы сложной конфигурации по внешнему краю эпиплатформенных сооружений от окончания Копетдагского антиклинория на западе до юго-западных отрогов Гиссара и далее к северо-востоку. Эта зона в плане состоит из отдельных прямолинейных звеньев, сочленяющихся под прямым углом.

Рассматриваемая часть флексурно-разрывной зоны состоит из двух разнородных звеньев: западного, обрамляющего Банди-Туркестанское сооружение с севера, и восточного, обрамляющего юго-западные отроги Гиссара с северо-запада.

6 ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ И ГЕОДИНАМИКИ

В *раннем–среднем рифее* был сформирован суперконтинент Родиния объединивший все докембрийские континентальные массивы Земли. В *позднем рифее* вдоль восточной окраины Балтии (современные координаты) существовала пассивная окраина с мощным терригенным осадконакоплением на шельфе и континентальном склоне.

В *позднем рифее–венде* произошла интенсивные процессы рифтогенеза и распад Родинии с отделением от нее ряда континентальных блоков. Ожилились движения по разломам, ограничивающим рифейские рифты (авлакогены) в пределах Балтии. В результате раскола и спрединга между Сибирью и Лаврентией началось формирование Палеоазиатского океана (рисунки 6.1, 6.2).

В венде на рассматриваемой территории наряду с деструктивными процессами проявились и коллизионные. Наибольшее распространение они получили по восточной (в современных координатах) периферии Балтии, где реконструировалась кадомская орогения, происходило наращивание площади Балтии и формирование Восточно-Европейского континента. На окраину Балтии поступал обломочный материал с островодужного поднятия и формировались конгломераты, состоящие из обломков андезитов. Существенное значение имели движения по крупным трансформным сдвигам.

В *кембрии–раннем ордовике* произошло полное отделение Сибири от Лаврентии; окончательно оформился Палеоазиатский океан. В конце кембрия и начале ордовика в результате рифтинга и спрединга окраин Восточно-Европейского континента и Тарима возникли Уральский и Туркестанский океаны.

Поздний ордовик. К концу ордовика относятся первые крупные коллизионные события в Центральной Евразии (рисунок 6.3). В Казахстане в позднем ордовике сформировалось крупное энсиалическое* островодужное поднятие с субдукцией океанической коры, как у западной, так и у восточной окраин, что в конечном итоге привело к **возникновению Казахстанского континента**, представляющий собой коллаж микроконтинентов и островных дуг (рисунок 6.4).

В конце ордовика Восточно-Европейский континент находился в низких широтах южного полушария. Центрально-Каракумский и Амударьинский блоки представляли собой восточную часть озерно-аллювиальной равнины. Карабогазский массив относился к глубоко погруженной вулканической дуге, сформированной в результате субдукции. Здесь формировались островодужные вулканы известково-щелочного состава (рисунок 6.3).

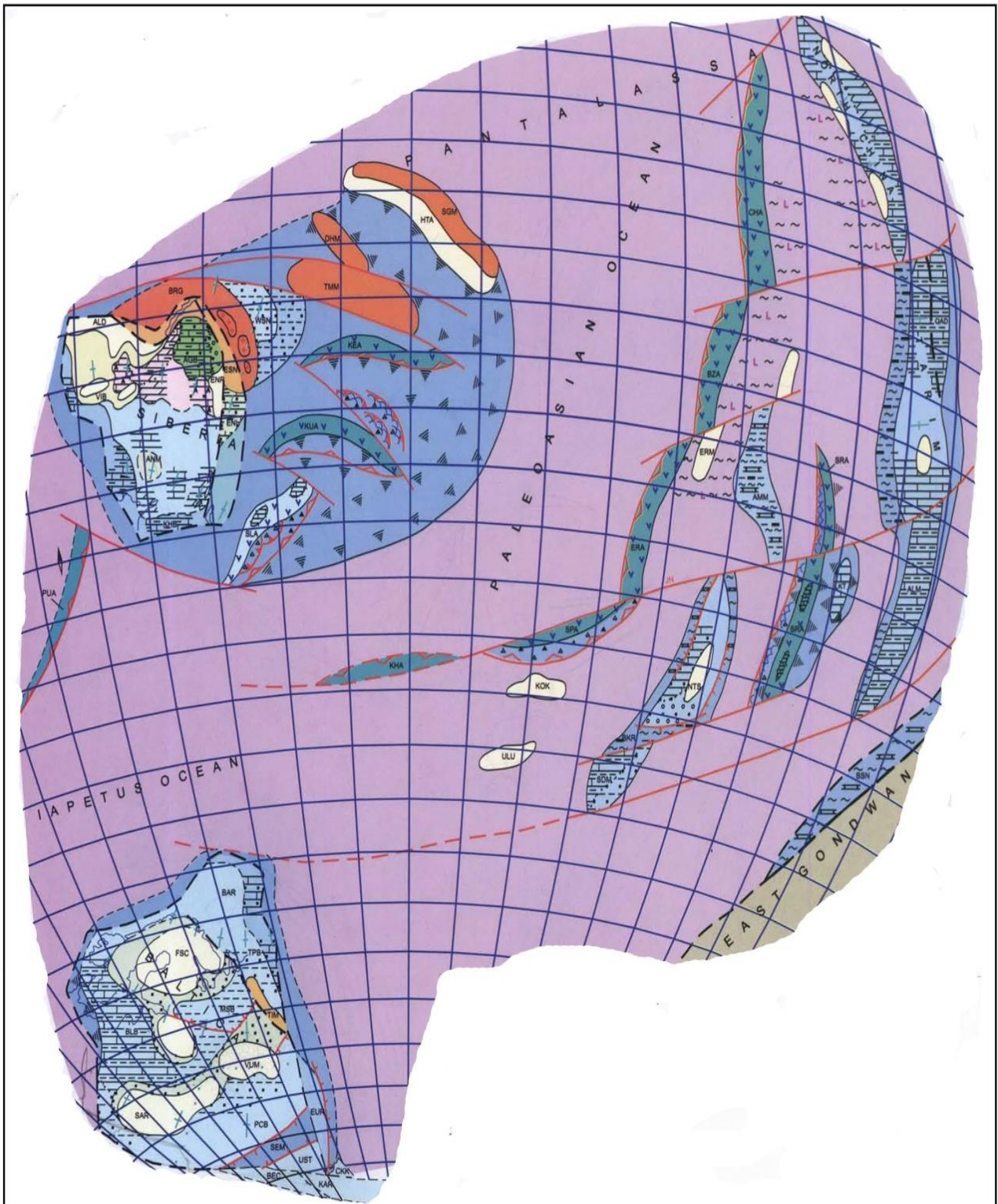
Уральский палеоокеан располагался вдоль экватора.

Силур – относительно спокойный тектонический этап со слабо проявленным локальным вулканизмом. В позднем силуре в Уральском, Туркестанском и Джунгаро-Балхашском океанах начались процессы субдукции океанической коры под Казахстанский континент (рисунок 6.5).

Ранний-средний девон (эйфель). Движения плит и вулканические процессы резко активизировались. Вместе с тем, окраина Восточно-Европейского континента была пассивной (рисунок 6.5).

Средний-поздний девон (живет-фран). Во второй половине среднего девона спрединг во всех океанах прекратился, и началось их активное закрытие. К концу франского века активность геодинамических процессов снизилась. Повсеместно затухал вулканизм.

*Энсиалические дуги образуются на континентальной коре, обычно на коре микроконтинентов, оторванных от континента рифтингом и спредингом. Вулканы энсиалических дуг принадлежат известково-щелочной серии, но среди них явно преобладают андезиты и достаточно часты более кислые породы – дациты и риолиты.



Микроконтиненты, массивы и другие блоки:

ALD – Алданский щит; *ALM* – Алайский микроконтинент; *AMD* – Амударьинский блок;
AMM – массив Актау; *AMN* – Алтае-Монгольский блок; *ANM* – Анабарский массив;
BAR – Баренция; *BEC* – массив Бечасан; *BEL* – блок Белтау;
BRG – Баргузинский блок; *BSN* – массив Байсун; *BTM* – Батенев массив;

Рисунок 6.1 – Палинспастическая карта среднего кембрия.
 Условные обозначения – на рисунке 6.2, лист 1

СКК – Центральные Кара-Кумы; СКЛ – Центральный Куньлунь;
 CTS – Центральный Тянь-Шань; DHM – массив Джабхан;
 ENI – Приенисейский блок;
 EUR – Восточно-Уральский массив; ENR – Енисейский хребет;
 ERM – массив Эрментау; ESN – Восточные Саяны;
 EUF – Восточно-Уральское складчатое сооружение;
 FSC – Фенноскандинавский щит; HIN – Гиндукуш; GAL – Горный Алтай;
 GCM – массив Большого Кавказа; NM – Джунгарский массив;
 KAR – Карабогазский массив; KHM – Ханты-Мансийский блок;
 KOK – Кокчетавский массив; KOZ – Кожинский блок;
 LEB – Лемва; MNM – Манита-Нурд; LKT – Малый Кара-Тау;
 NKL – Северный Куньлунь; NPM – Северный Памир; NTS – Северный Тянь-Шань;
 ULU – Улу-Тау; QAD – Квайдам;
 PAR – Паранамиз; SAR – Сарматский щит; SDM – Сырдарьинский массив;
 SEM – Южная Эмба; SGM – массив Южн. Гоби;
 STF – Южно-Тянь-Шаньское складчатое сооружение;
 SUF – Южно-Уральское складчатое сооружение; TIM – Тиман;
 TMM – Тува-Монгольский массив;
 UKM – Украинский массив; URT – Урал-Тау; UST – Устюрт;
 VUM – Волго-Уральский массив; VOR – Воронежский массив;
 WNM – массив Вартовск-Ньюрол; WSN – Западные Саяны;
 ZAZ – Зеравшан-Алайская зона.

Вулканические дуги: BSA – Байсун; BZA – Бозшаколь;
 CFA – Кавказский Передовой хребет; CHA – Чингиз;
 CLA – Чарыш-Лебедская; CNA – Центральный Куньлунь; ERA – Эрментау;
 EUA – Восточный Урал; HTA – Хантайшири; KEA – Хемчик;
 KHA – Ханты-Манси; KUA – Кузнецкий Алатау;
 MGA – Магнитогорск; NUA – Северный Урал; PUA – Полярный Урал;
 SAA – Салим; SLA – Салаир; SMA – Южная Монголия; SRA – Сарыбулак;
 SPA – Степняк; STA – Южный Тянь-Шань; SUA – Султан-Уиздаг; TAA – Тагил;
 TAR – Тарбагатай; TGB – Тунгуска; TKA – Том-Колыванская;
 TTA – Тектурмы; TUA – Тургай.

Бассейны: AGB – Ангаро-Ленский; ATB – Афгано-Таджикский;
 BAB – Баренцево море; BLB – Балтийский; CSB – Чу-Сарысу;
 DDB – Днепрово-Донецкий; KDB – Копет-Даг; KHB – Хатангский;
 KPB – Карпинского; MEB – Мешихед;
 MNB – Мангышлак; MSB – Московский; NAB – Северный Афганистан;
 ORB – Орто-Суу; PBB – Прибалхашский; PSB – Прикаспийский; SAB – Сакмара;
 TKB – Туаркыр; TNB – Тенизский; TPB – Тимано-Печерский;
 TUK – Туаркыр; UFB – Уральский передовой прогиб;
 VIB – Вилюйский; WMB – Западные Мугоджары.

Рифт: BKR – Байконурский.

Зоны разломов: СК – Центрально-Казахстанская; JN – Джалаир-Найман;
 KK – Кара-Куньлунь; WB – Западный Балхаш

Рисунок 6.1 – Палинспастическая карта среднего кембрия.
 Условные обозначения – на рисунке 6.2, лист 2

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ ДЛЯ ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИХ КАРТ

A. Paleogeographical environments

A. Палеогеографические обстановки

A.1. Land A.1. Суши

- land areas (sediments not deposited or eroded)
суша (область отсутствия осадков)
- high and moderate mountains
горы высокие и средние
- low mountains and plateau
низкие горы и плато
- volcanic plateau and ridges
вулканические плато и цепи
- lowlands, penepains and hillyocky
пенепленизированные равнины и мелкосопочник
- lacustrine-alluvial planes
озерно-аллювиальные равнины
- intramontane depressions and foredeeps
межгорные и предгорные впадины

A.2. Transitional

A.2. Переходные

- flooded lowlands
равнины низменные, периодически заливаемые морем
- fresh water lagoons and lakes
опресненные лагуны и озера
- saline lagoons and lakes
соленые лагуны и озера

A.3 Sea and ocean A.3. Морей и океанов

- marine environments undifferentiated
морские условия нерасчлененные
- shallow (inner) shelf
шельфы внутренние, прибрежные мелководья
- deep (outer) shelf
шельфы внешние, открытые
- bathial basins of inner seas
батисали глубоководных внутренних морей
- continental slope and rise, island arc slope
склоны и подножья континентов и островных дуг
- submerged volcanic arcs and oceanic plateaus
глубоко погруженные вулканические дуги и океанические плато
- oceanic and back-arc basin floor (abyssal planes)
абиссальные равнины океанов и краевых морей
- deep oceanic arcs and submarine peaks
глубоководные океанические дуги и подводные горы

B. Magmatism

B. Магматизм

B.1. Oceanic and back-arc magmatism

B.1. Океанический и задуговой магматизм

- obducted ophiolitic complexes
обдурованные офиолитовые комплексы
- oceanic tholeiitic basalts
океанические толеитовые базальты
- subalkaline oceanic island basalts
субщелочные базальты океанических островов

B.2. Subduction-related magmatism B.2. Субдукционный магматизм

- tholeiitic basalts of primitive island arcs
толеитовые базальты примитивных островных дуг
- island arc calc-alkaline volcanics
островодужные вулканы известково-щелочного состава
- island arc subalkaline volcanics
островодужные вулканы субщелочного состава
- island arc basic-ultrabasic intrusives
ультрабазит-базитовые интрузии островных дуг
- island arc granitoids (I-granites)
гранитоиды островных дуг (I-граниты)
- active continental margin calc-alkaline volcanics
вулканы активных континентальных окраин известково-щелочного состава
- active continental margin subalkaline volcanics
вулканы активных континентальных окраин субщелочного состава
- active continental margin granitoids (I-granites)
гранитоиды активных континентальных окраин (I-граниты)

B.3. Collisional magmatism B.3. Коллизионный магматизм

- collisional granitoids (S-granites)
коллизионные гранитоиды (S-граниты)
- granite-gneiss domes
гранито-гнейсовые купола

B.4. Intraplate and rift magmatism

B.4. Внутриплитный и рифтовый магматизм

- tholeiitic and subalkaline basalts and dolerites (trapps)
толеитовые и субщелочные базальты и долериты (траппы)
- alkaline basalts
щелочные базальты
- bimodal volcanics
бимодальные вулканы
- acid volcanics
кислые вулканы
- alkaline and alkaline-ultrabasic intrusives
щелочные и щелочно-ультрасосновные интрузии
- alkaline and plumasite granites
щелочные и плюмазитовые граниты
- kimberlites
кимберлиты
- carbonatites
карбонатиты

C. Sedimentary complexes C. Осадочные комплексы

- rudaceous (sandy-conglomerates)
грубообломочные (песчано-конгломератовые)
- detrital (argilic-sandy)
обломочные (глинисто-песчаные)
- predominantly clayey
преимущественно глинистые
- limestones
известняки
- dolomites
доломиты
- clayey limestones, marls
глинистые известняки и мергели
- chalks
песчаный мел
- pelagic limestones
пелагические известняки
- reefs
риффы
- gypsum, anhydrits
гипсы и ангидриты
- salts
каменные соли
- siliceous rocks (diatomites, radiolarites, jaspers)
кремнистые породы (диатомиты, радиоляриты, яшмы)
- glacial and fluvioglacial deposits
ледниковые и водно-ледниковые отложения
- olistostromes
олистостромы
- turbidites, flysch
турбидиты, флиш
- clays and shales formed in anoxic conditions
глинисто-сланцевые, формирующиеся в анаэробных условиях
- bituminous rocks
битуминозность осадков
- coal, peat
угленосность осадков
- red beds
красноцветность осадков
- weathering crust: H - hydromicaeous, K - kaolinitic, L - lateritic, M - montmorillonitic
коры выветривания: K - каолиновые, L - латеритные, H - гидрослюдистые, M - монтмориллонитовые

D. Active tectonic structures Д. Активные тектонические структуры

- spreading axes (oceanic rifts): certain and conjectural
оси спрединга (океанические рифты): установленные и предполагаемые
- subduction zones (trenches): certain and conjectural
зоны субдукции (океанические желоба): установленные и предполагаемые
- collisional sutures
коллизийные швы (сутуры)
- transform and major strike-slip faults: certain and conjectural
трансформные разломы и крупные сдвиги: установленные и предполагаемые
- nappes, overthrusts
надвиги, тектонические покровы
- continental rifts
континентальные рифты
- normal faults
сбросы
- faults undifferentiated
разломы не уточненной природы
- folds and foldbelts
складки, складчатые пояса
- accretionary prisms
аккреционные призмы (преддуговые террасы)
- tectonic melange
тектонический меланж
- high pressure-low temperature metamorphic belts
метаморфические пояса высоких давлений и низких температур
- high temperature metamorphic belts
высокотемпературные метаморфические пояса

E. Other symbols E. Прочие обозначения

- boundaries of paleogeographical environment
границы палеогеографических обстановок
- facies boundaries
фациальные границы
- boundaries of tectonic blocks and structures
границы некоторых тектонических блоков и структур
- synsedimentary scarps
конседиментационные уступы
- deltas, submarine fans
дельты, подводные конусы выноса
- paleomagnetic vectors with paleolatitude
палеомагнитные векторы и значения палеоширот
- grid of geographical coordinates
сеть географических координат
- limits of the lithological-paleogeographical maps and rotated coordinates on the continental blocks
ограничения литолого-палеогеографических карт и современные координаты на континентальных блоках
- boundaries of paleoclimatic zones: MOD - moderate, STH - subtropical humid, STA - subtropical arid, TRH - tropical humid, TRA - tropical arid, EQU - equatorial
границы палеоклиматических зон: MOD - умеренного климата, STH - субтропического умеренного, STA - субтропического аридного, TRH - тропического аридного, TRA - тропического аридного, EQU - экваториального
- names of tectonic elements (see the list on the map)
наименования структурных элементов (см. список на карте)
- names of major faults (see the list on the map)
наименования главных разломов (см. список на карте)
- государственная граница Туркменистана

Рисунок 6.2 – Условные обозначения для палинспастических карт

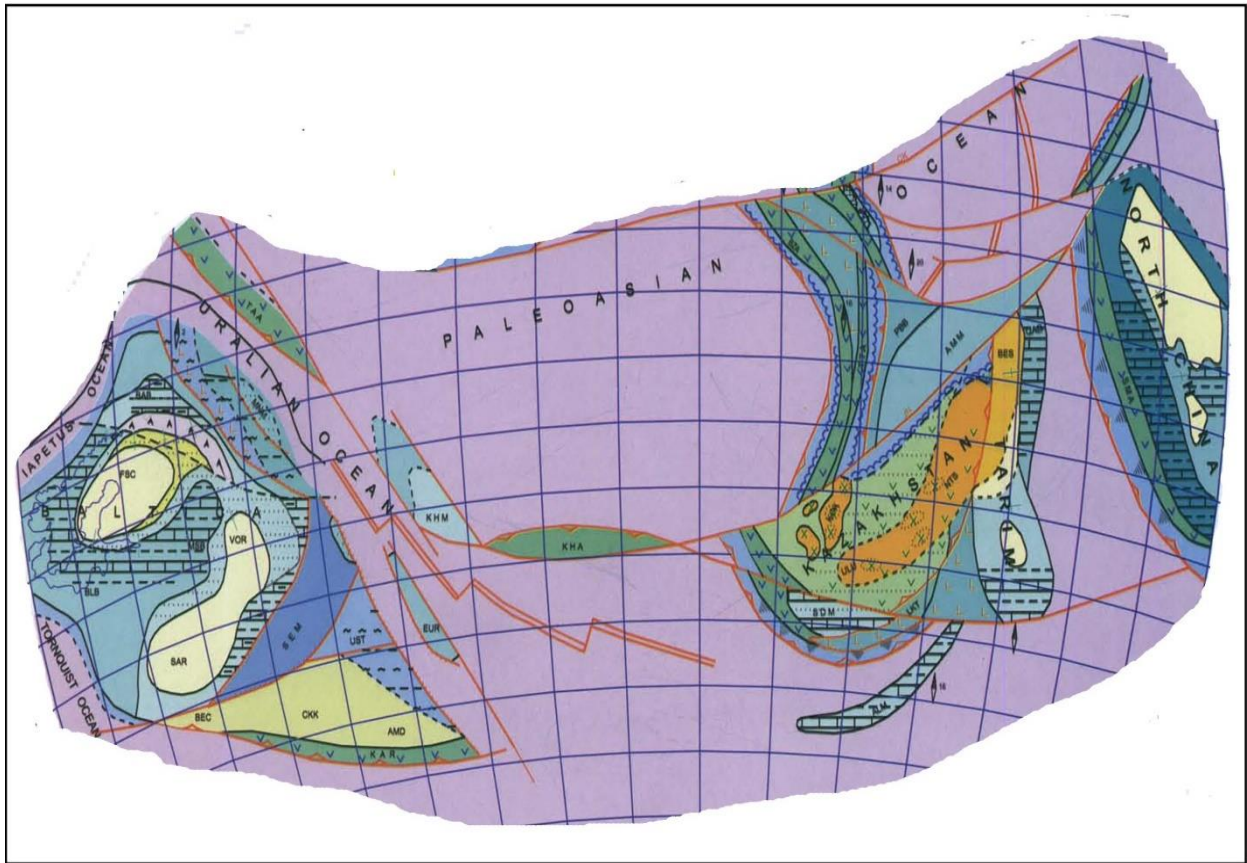


Рисунок 6.3 – Палинспастическая карта позднего ордовика.
 Список аббревиатур приведен на рисунке 6.1, условные обозначения – на рисунке 6.2

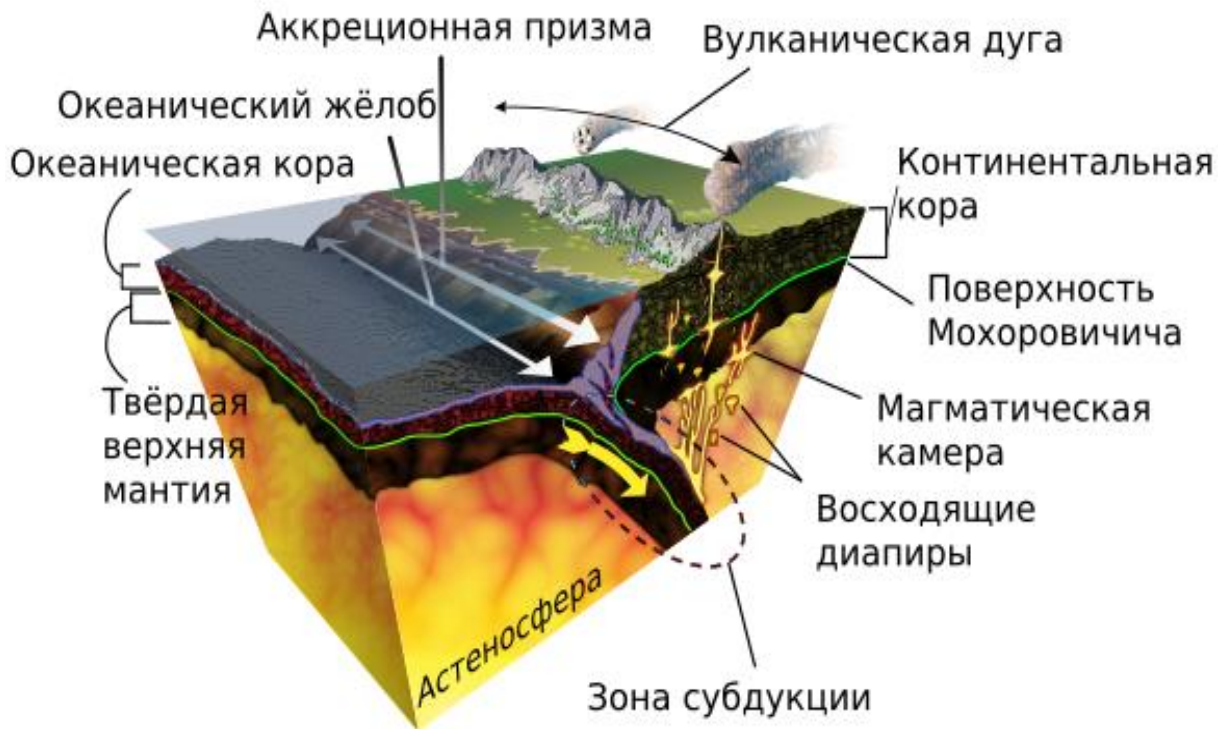


Рисунок 6.4 –Схема зоны субдукции

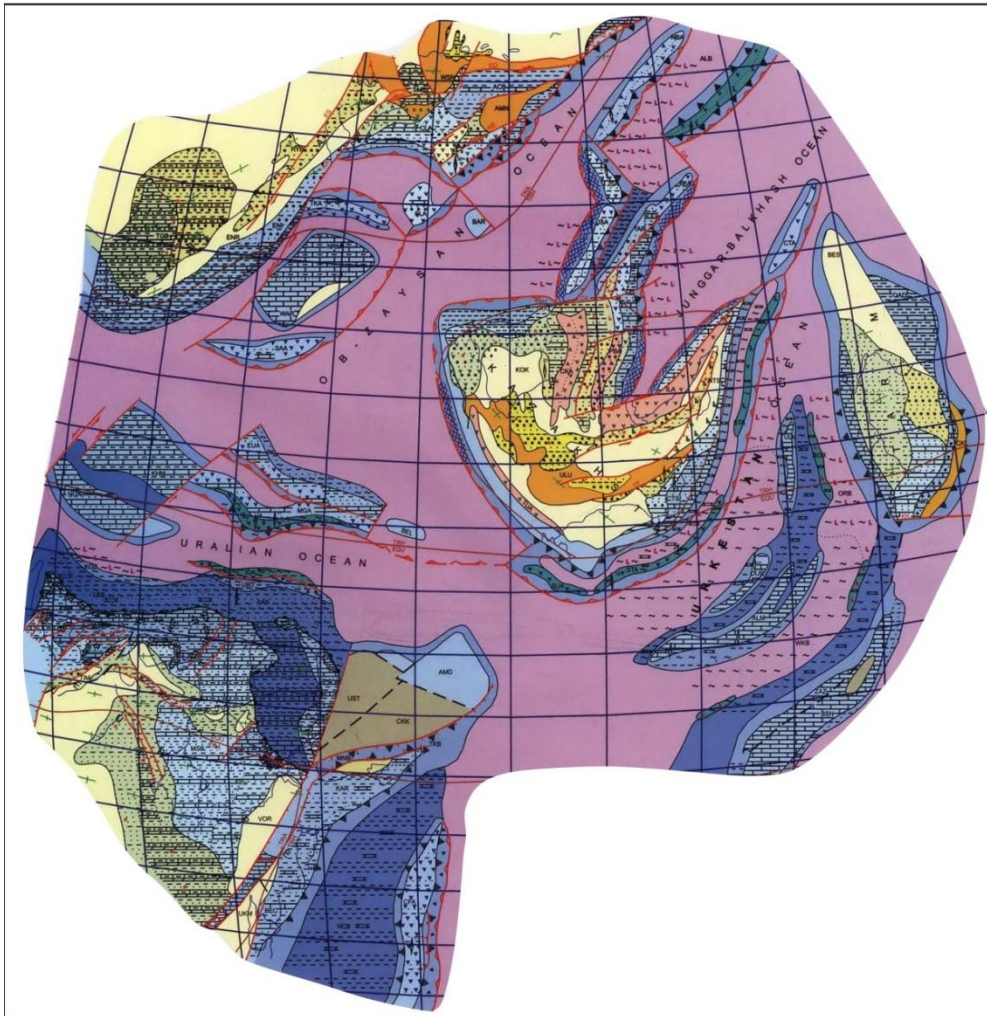


Рисунок 6.5 – Палинспастическая карта начала живетского века среднего девона. Список аббревиатур приведен на рисунке 6.1, условные обозначения – на рисунке 6.2

Поздний девон (фамен). Это время относительного тектонического покоя, когда движение литосферных масс замедлилось. В краевой части Восточно-Европейской плиты происходило начавшееся еще в раннем девоне раскрытие Донецко-Туаркырского рифта (Сарматско-Туранского линеамента). Его Туркменская часть – Мангышлакский рифт – открывалась в Туаркырскую котловину (рисунок 6.6). В этих условиях шло накопление турбидитов* и флиша**.

*Турбидиты (от лат. *turbidus* – мутный, взбаламученный), отложения плотностных потоков (турбулентных и суспензионных), развитые в основном на континентальном склоне и континентальном подножии. Состоят из чередующихся слоёв обломочных осадков, в каждом из которых крупность зёрен уменьшается снизу (от песка, иногда гравия) вверх (до алеврита и пелита), что обуславливает градиционную (гранулометрически сортированную) слоистость турбидитов.

**Флиш (от нем. *Fliesen* – течь) – геологическая формация, комплекс морских осадочных горных пород, которые имеют преимущественно терригенное происхождение и характеризуются многократно повторяющимся чередованием нескольких закономерно сменяющих друг друга литологических слоев. Циклическое чередование слоев объясняется процессом осадконакопления – периодически возникавшими «мутьевыми потоками», подводными аналогами селей.

Карабогазский массив и Центрально-Кара-Кумский блок представляли собой пенепленизированные равнины и мелкосопочник. На прилегающей к Центрально-Кара-Кумскому блоку территории в условиях батииали глубоководного внутреннего моря накапливались преимущественно известняки.

Амударьинский бассейн был внутренним шельфом, прибрежным мелководьем, в котором накапливались преимущественно глинистые породы.

Вся территория в это время находилась в экваториальной палеоклиматической зоне.

В **карбоне** сохранились тенденции развития позднего девона. Все океанические бассейны (в том числе Уральский) закрывались. В конце раннего карбона начались процессы субдукции океанической коры Палеотетиса под юго-восточную часть Восточно-Европейского континента, включая Карабогазский массив (рисунки 6.6, 6.7).

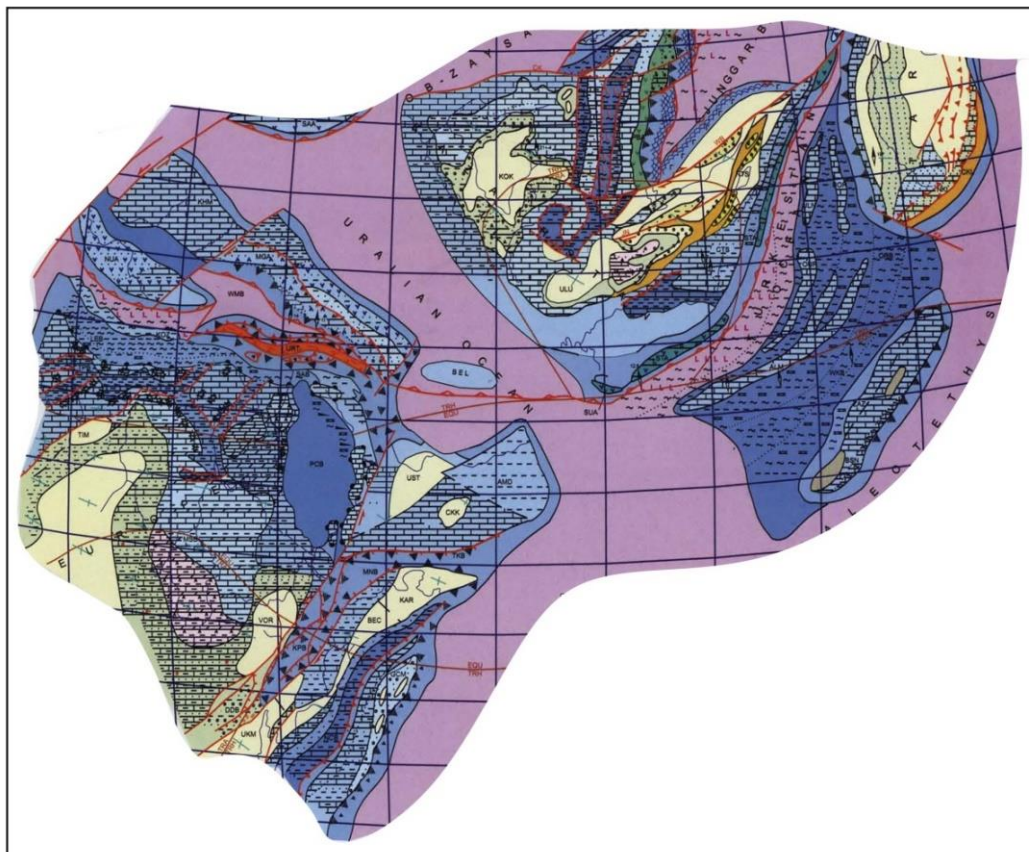


Рисунок 6.6 – Палинспастическая карта фаменского века позднего девона. Список аббревиатур приведен на рисунке 6.1, условные обозначения – на рисунке 6.2

В **ранней перми** произошло закрытие Донецко-Туаркырского рифта с развитием складчато-надвиговых деформаций на границе с Прикаспийским бассейном. В Мангышлакском бассейне в условиях внутреннего шельфа происходило накопление песчано-глинистого материала (рисунок 6.8). В Туаркырской котловине накапливались известняки и кремнистые породы. В Центральных Каракумах преобладали условия внутреннего шельфа, в северо-восточной части которого формировались континентальные рифты с накоплением бимодальных вулканитов*.

*Бимодальный вулканизм – это извержение как матовых (магматическая порода, богатая магнием и железом), так и кислых лав из одного вулканического центра с небольшим количеством лав промежуточного состава или вообще без них. Этот тип вулканизма обычно связан с областями тектоники растяжения, особенно с рифтами.

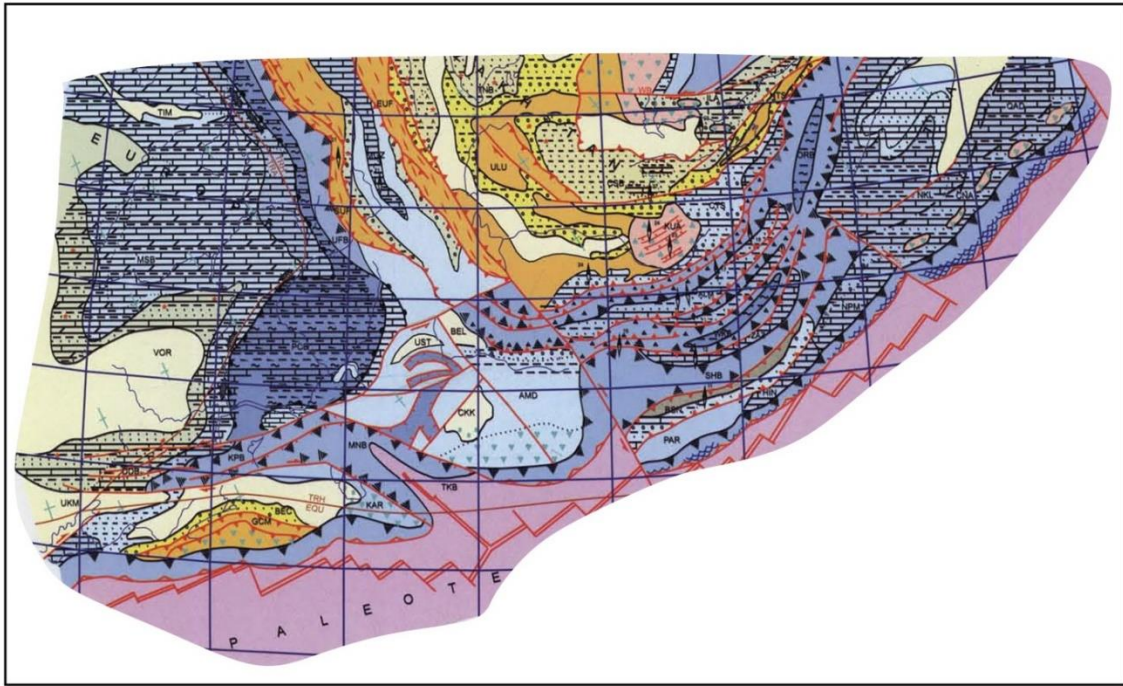


Рисунок 6.7 – Палинспастическая карта начала позднего карбона.

Список аббревиатур приведен на рисунке 6.1, условные обозначения – на рисунке 6.2

Восточную часть Централных Кара-Кумов и Амударьинский блок занимали вулканические плато и цепи, выполненные вулканитами активных континентальных окраин известково-щелочного состава (рисунок 6.8).

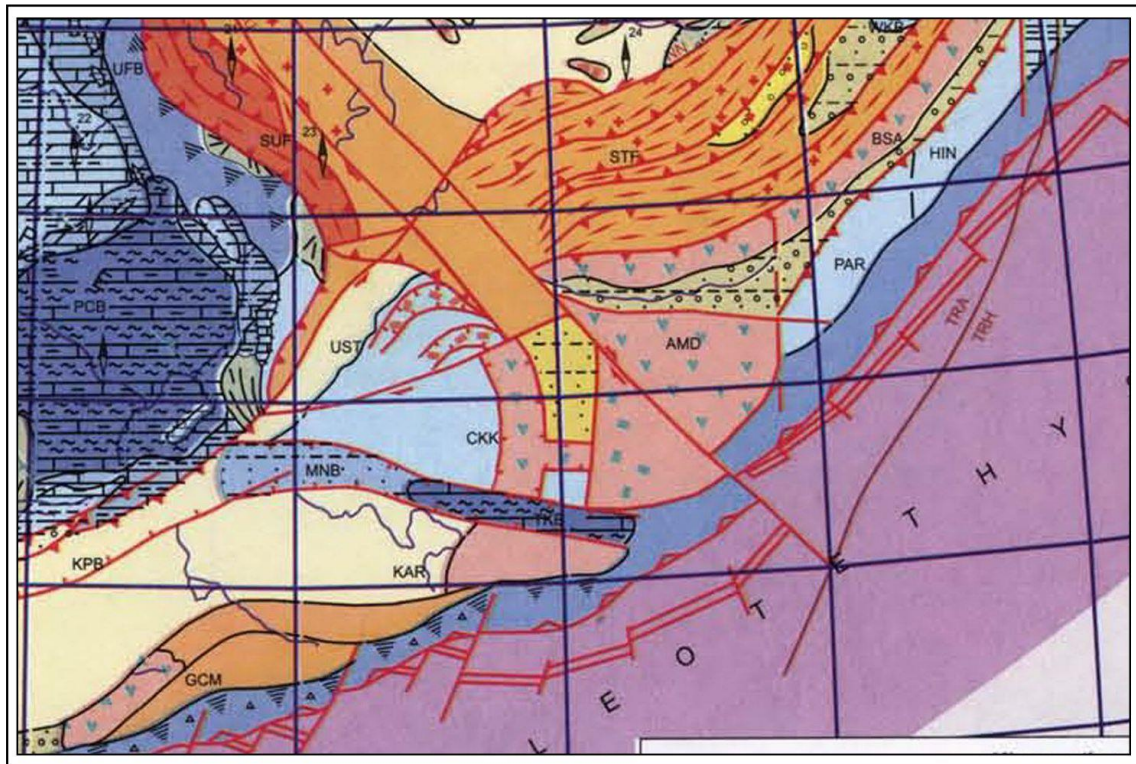


Рисунок 6.8 – Палинспастическая карта ранней перми.

Список аббревиатур приведен на рисунке 6.1, условные обозначения – на рисунке 6.2

В большинстве районов осадконакопление развивалось в условиях межгорных и предгорных впадин с накоплением красноцветных моласс, местами с вулканитами.

Карабогазский массив в ранней перми представлял собой пенеппенизированную равнину с обрамлением плато и низкими горами в южной части.

На тетической окраине Евразии активно проявились начавшиеся еще в позднем карбоне процессы субдукции океанической коры. Здесь в условиях океанических желобов накапливались турбидиты, флиш и олистостромы*. С процессами субдукции был связан окраинно-континентальный вулканизм в том числе в Карабогазском и Каракумском блоках, в Южном Гиссаре.

В Прикаспии и Донецко–Туаркырском рифте происходило мощное соленакопление. В целом на всей территории преобладал тропический аридный климат.

Поздняя пермь – это время завершения формирования Центрально-Азиатского орогенического пояса.

Большую часть рассматриваемой территории (Мангышлак, Центральные Кара-Кумы, Туаркыр, Амударьинский бассейн) в поздней перми занимали низменные равнины, периодически заливаемые морем, а также опресненные лагуны и озера (рисунок 6.9). Преимущественно на их окраинах накапливались красноцветные песчано-глинистые осадки. Южная и юго-восточная части территории представляли собой равнины, а Карабогазский блок – горы и плато.

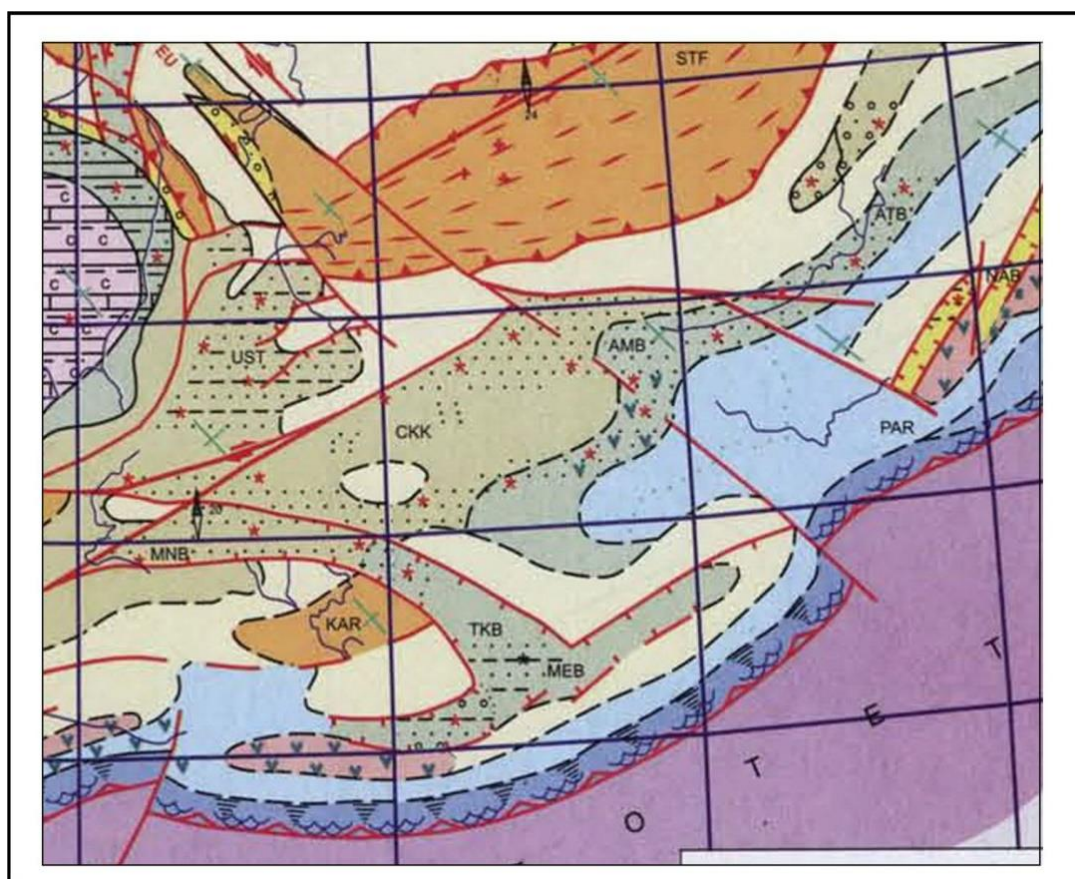


Рисунок 6.9 – Палинспастическая карта поздней перми.

Список аббревиатур приведен на рисунке 6.1, условные обозначения – на рисунке 6.2

*Олистостромы (от греч. *olisthos* – скользкость, неустойчивость и *stroma* – подстилка, покрывало) – хаотически нагроможденные скопления переотложенных плохо сортированных обломков различных горных пород, сцементированных тонкозернистой глинисто-алевритовой массой; возникают в результате оползневых и обвальных процессов в подводных условиях, а также за счёт выноса грубообломочного материала мутьевыми потоками.

На активной окраине с океаном Палеотетис в зонах субдукции продолжалось накопление турбидитов и флиша.

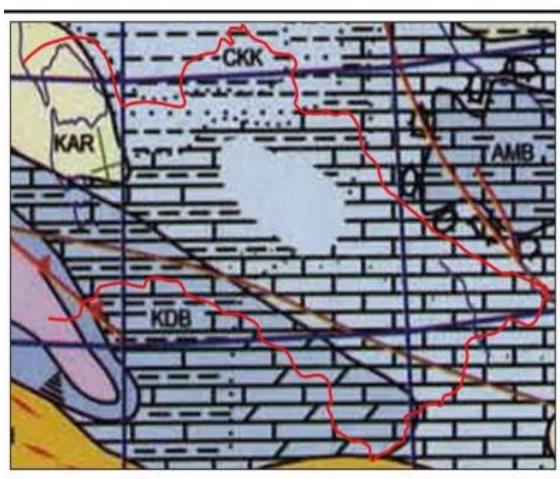
Триас. Основная часть Центральной Евразии была сушей с преобладанием процессов денудации. По периферии располагались озерно-аллювиальные бассейны с накоплением терригенных красноцветных пород большой мощности (до 5–7 км) – Прикаспийский, Аму-Дарьинский др. На крайнем юге существовали шельфовые моря (Копет-Даг). На Карабогазском блоке отмечается кислый вулканизм.

В конце триаса блоки Ирана, Фарахруда, Центрального Памира и Северного Тибета (микроконтинент Киммерия) столкнулись с активной окраиной Евразии. Это обусловило интенсивную складчатость на Мангышлаке, в Аму-Дарьинской впадине. Морской бассейн сократился и охватывал Средний и Северный Каспий.

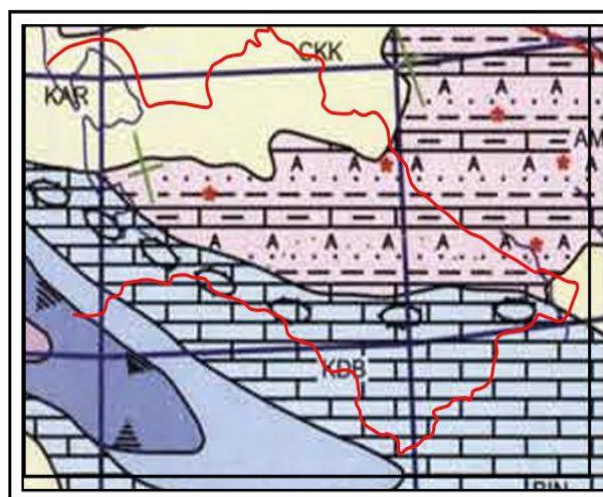
Как и в позднем триасе, в **ранней юре** почти вся Евразия являлась сушей с отдельными небольшими бассейнами континентального осадконакопления (Аму-Дарьинский). Морские условия осадконакопления существовали только на юго-западе (Каспийский регион).

В **средней юре** процессы аккумуляции осадков охватили огромные территории. **С этого времени начинается формирование осадочного чехла Центральной Евразии.** Морские трансгрессии шли с юго-запада; в келловее они достигли максимума, охватывая всю западную и юго-западную части Центральной Евразии (рисунок 6.10 (а)). В шельфовых морях преобладала терригенная седиментация. В келловее практически завершилось осадконакопление в большинстве внутриконтинентальных бассейнов. Со среднеюрскими отложениями связаны крупнейшие месторождения нефти, газа и бурых углей.

В **поздней юре** на фоне аридизации климата происходит существенная палеогеографическая перестройка. На юге происходят интенсивные процессы сжатия за счет субдукции Тетиса, осушаются Карабогазский и Центрально-Каракумский блоки (рисунок 6.10 (б)). В результате юго-западные моря теряют прямые связи с океанами и превращаются в глубоководные полузамкнутые бассейны сначала с накоплением черных карбонатно-углеродистых пород и по периферии рифовых известняков, а затем, в титоне, солей. Прикаспийский морской бассейн сохраняет связи с бореальными морями и здесь идут процессы накопления карбонатно-терригенных пород и горючих сланцев. В пределах суши лишь местами накапливаются озерно-аллювиальные отложения.



а – келловейский век средней юры



б – титонского века поздней юры

Рисунок 6.10 – Палинспастические карты юрского периода.

Список аббревиатур приведен на рисунке 6.1,
условные обозначения – на рисунке 6.2

Ранний мел. В неокоме палеогеография существенно не изменилась. Восстановилась связь юго-западных морей с океаном Тетис, прекратилось соленакопление; в область континентального осадконакопления были вовлечены Арало–Сырдарьинский, Тургайский, Таримский районы. В апте-альбе с юга и юго-запада начинается трансгрессия моря, охватившая Амударьинскую впадину, Мангышлак, Карабогазский свод, Кара-Даг. В конце альбского века раннемеловая трансгрессия завершилась сильным обмелением моря.

Поздний мел. В сеномане прерывается связь юго-западных морей с бореальными. С турона развивается обширная трансгрессия со стороны Тетиса. В пределах большей части Туркменистана преобладали моря с большими глубинами, только в низовьях Аму-Дарьи и в районе Большого Балхана и юго-западной части Копет-Дага отлагались осадки прибрежного характера. В туронский век расширяется связь с центральными бассейнами Тетиса. В области юго-западных отрогов Гиссарского хребта в течение всего сенонского времени господствовал режим сравнительно неглубокого моря, отложившего почти километровую толщу сланцеватых, гипсоносных глин и прослоями известняковых песчаников.

Палеоген. Физико-географические условия в различных частях палеогенового моря не были одинаковы и в течение рассматриваемой эпохи претерпевали неоднократные изменения.

Восходящие движения, происходившие в начале палеогеновой эпохи, позднее сменились новыми опусканиями, и палеоген в целом характеризовалась на территории Туркменистана господством морского режима.

На севере и северо-западе Туркменистана в течение палеогенового периода условия седиментации были более или менее сходны на обширной площади от юго-восточных чинков Устюрта до г. Туркменбаши. В начале и в середине палеогена здесь отлагались преимущественно карбонатные и карбонатно-глинистые пелагические осадки с обильной фауной фораминифер. 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 Туркменистана.

Иные условия существовали в Копетдагской геосинклинали. Значительные мощности накопившихся здесь осадков (до 2 000 м в Западном Копет-Даге) показывают, что геосинклиналь продолжала прогибаться и в палеогеновое время. Однако, в отличие от мелового периода, в палеогеновую эпоху геосинклиналь, по-видимому, не представляла единого, равномерно прогибавшегося участка земной коры, а различные части ее находились в различных геотектонических условиях.

Особенно большие различия в отношении условий образования осадков и состава заключенной в них фауны наблюдаются между палеогеновыми разрезами Западного и Восточного Копет-Дага. 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.

Восток Туркменистана – Гаурдак-Кугитангский район и прилегающие к нему территории – в палеогеновое время был ареной накопления среднеазиатского типа морских осадков, широко распространенного далее к востоку, на территории Узбекистана и Таджикистана. 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 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 Туркменистане вулканической деятельности. Они хорошо выражены на крайнем юге страны, в Бадхызе, где имело место трехкратное 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, по видимому, флоридиновые глины и бентониты (монтмориллонитовая группа), приуроченные к эоценовым отложениям.

Конец палеогенового времени характеризовался на территории Туркменистана 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 олигоценное время поднятия охватили большие площади на юге и востоке страны. В восточных районах Копет-Дага, в Бадхызе и Гаурдак-Кугитангском районе морские отложения олигоценного 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 Туркменистана, а частично, может быть, и в пограничных участках последней. Образование этих осадков, начавшееся в конце палеогенового времени продолжалось в течение неогеновой эпохи. Восходящие движения земной коры, начавшиеся на юге и востоке страны, постепенно распространились к северу и западу, и на рубеже палеогеновой и неогеновой эпох море, по видимому, почти полностью покинуло территорию Туркменистана. Дольше, чем в других местах, сохранялся морской режим в западных районах Копет-Дага, где имеются морские отложения не только нижнего и среднего, но, по видимому, и верхнего олигоцена.

Олигоцен-миоцен. В олигоцене закрывается океан Тетис и начинается коллизия Аравии и Индостана с Евразией (рисунок 6.11). Это привело в неогене к формированию Альпийско-Гималайского складчатого пояса, а в пределах основной части Евразии к обособлению внутриконтинентальных морских бассейнов, формированию постплатформенных орогенических поднятий, системы озерных и озерно-аллювиальных бассейнов.

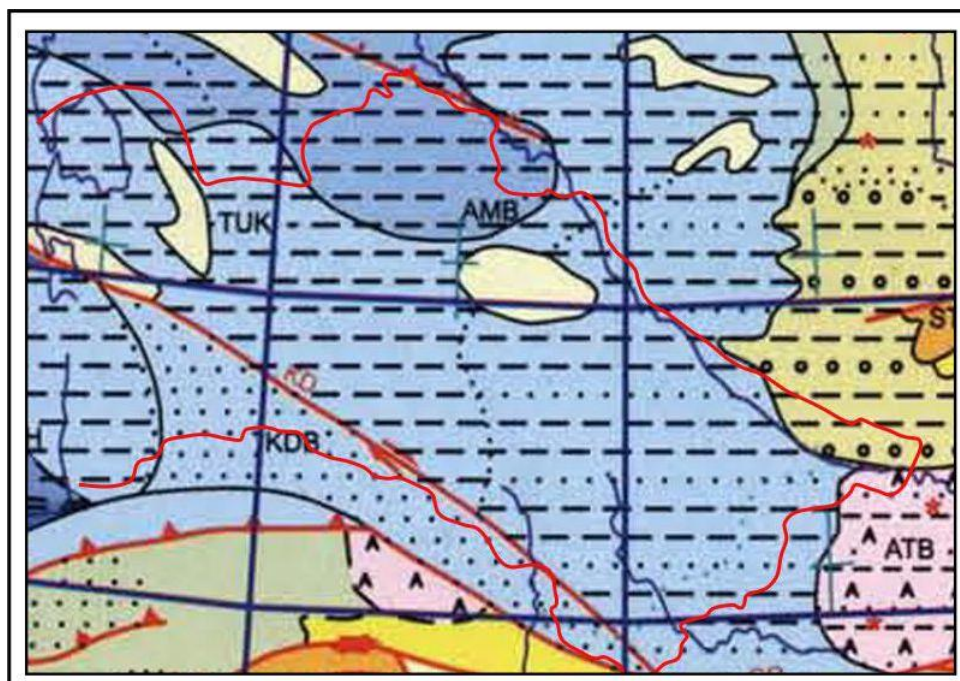


Рисунок 6.11 – Палинспастическая карта раннего олигоцена.

Список аббревиатур приведен на рисунке 6.1, условные обозначения – на рисунке 6.2

В *среднем-позднем миоцене* под влиянием коллизионных процессов на тетической окраине Евразии продолжалось сокращение и обмеление морского бассейна, рост гор и развитие речной сети. Поднялся Копет-Даг.

В *конце миоцена–раннем плиоцене* происходит интенсивный процесс горообразования, резко падает уровень океана (мессинский кризис), Каспийский бассейн отделяется от Черноморского. В Каспии сохраняется только Южно-Каспийский глубокий водоем (опресненное озеро), куда сбрасывали свои воды Палеоволга и Палеоамударья, их дельты находились в районе Баку и Туркменбаши. В результате в Южном Каспии была сформирована мощная (до 5 км) толща дельтовых пестроцветных песчано-глинистых пород (продуктивная толща) с уникальными месторождениями нефти.

В *позднем плиоцене* палеогеография Центральной Евразии была близка к современной. По югу и востоку выросли горные хребты Кавказа, Копет–Дага, Тянь-Шаня и др.

7 СЕЙСМИЧНОСТЬ

7.1 Исторический обзор

Территории Туркменистана и сопредельных районов Ирана, Афганистана и Узбекистана неоднократно подвергались сильным землетрясениям (рисунок 7.1). Они разрушали города и селения, как в современное для нас время, так в историческом прошлом. До наших дней дошли сведения о происходивших на территории современного Туркменистана сильных землетрясениях.

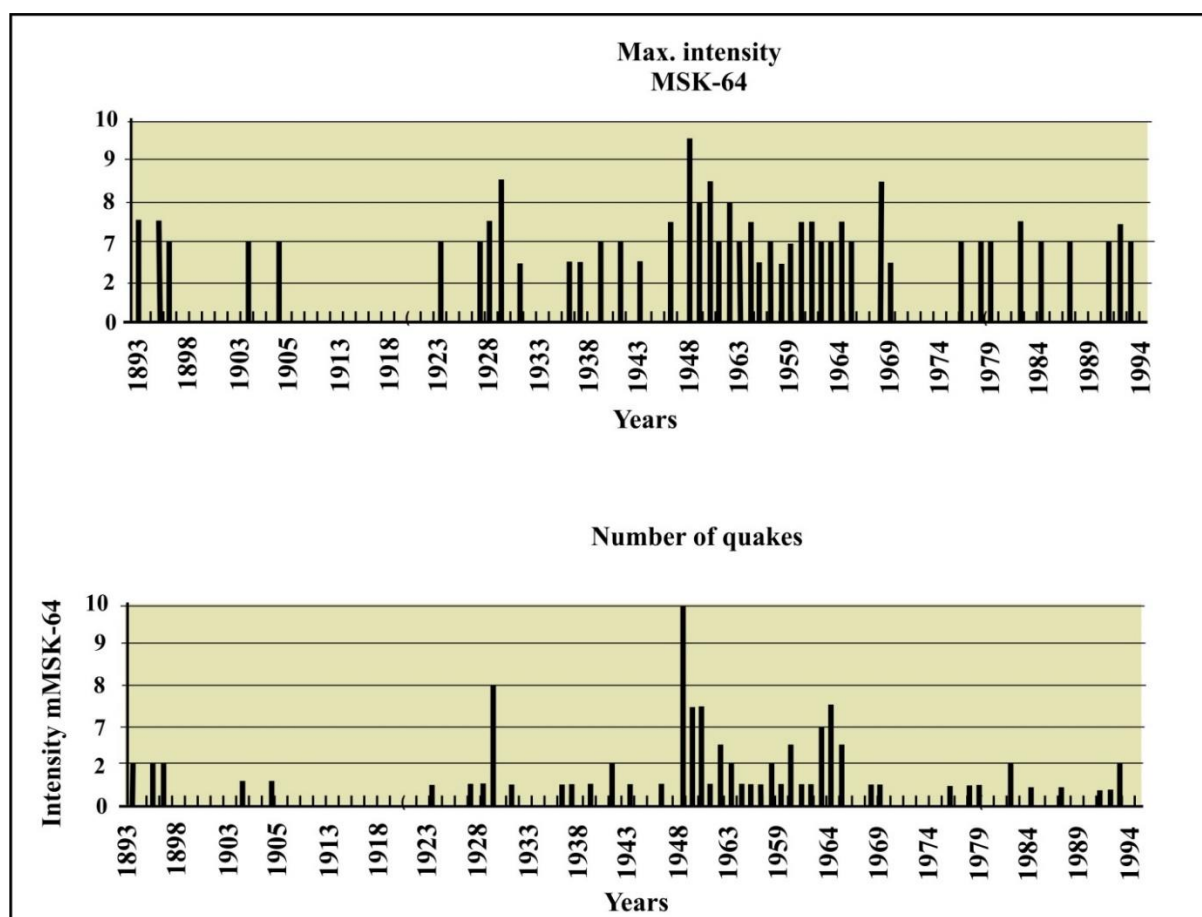


Рисунок 7.1 – Оценочные интенсивности и количество ощутимых толчков в Ашхабаде (1893–1994 гг.)

Ак-Тепинское землетрясение. Возможное время возникновения этого землетрясения около 2 тысяч лет до нашей эры. Признаки Актепинского землетрясения были обнаружены при раскопках в 1930–1931 годах на правом берегу р. Ашхабадки. Глубина очага: 18 ± 18 км, магнитуда 7,1; сила сотрясений в эпицентре составила IX баллов.

Первое Ниское землетрясение. В первые годы нашей эры (около 10 г. н. э.) произошло сильное землетрясение, разрушившее крепость Старая Ниса (15 км к Юго-западу от Ашхабада), признаки которого обнаружили при раскопках в 1934–1935 годах. Глубина очага: 18 ± 18 км, магнитуда 7,1.

Второе Ниское землетрясение (943 г., 6 августа–4 сентября). О землетрясении в Нисе и ее окрестностях есть упоминание в книге «Украшения известий» (Абу Саид Гардизи, 1050–1052 гг.). О нем же есть упоминание в книге другого арабского автора Ибн-ал-Асира «Полный свод истории» (XIII в.). Глубина очага: 18 ± 18 км, магнитуда 7,6.

Керкинское землетрясение 1175 года Сведения об этом землетрясении приведены в трехтомной монографии Сани ад-Довла «Насировская упорядоченная история» (1881–1883 гг.). Землетрясение произошло в междуречье Амударья–Мургаб. Глубина очага: 5 ± 15 км, магнитуда 7,1.

Красноводское землетрясение. В ночь с 8 на 9 июля 1895 года в районе г. Красноводска (г. Туркменбаши) произошло сильнейшее из известных на территории Туркменистана разрушительное землетрясение. Особенностью этого землетрясения явилась огромная по размерам область, где оно ощущалось – около 3 000 тыс. км². Землетрясение было ощутимо в Самаре, Сызрани, Саратове, Астрахани, Пятигорске, Тбилиси, Оренбурге, Ташкенте и других городах. Глубина очага 60 ± 30 км, магнитуда 8,2.

Гермабское землетрясение 1 мая 1929 года. Эпицентр землетрясения располагался на границе с Ираном. Глубина очага: 21 ± 10 км, магнитуда 7,2.

Казанджикское землетрясение 1946 года. В ночь на 5 ноября произошло разрушительное землетрясение в Западном Туркменистане, которое ощущалось на значительной площади – от г. Красноводска (г. Туркменбаши) до Ашхабада. Глубина очага: 23 ± 11 км, магнитуда составила 7,0.

Ашхабадское землетрясение. В ночь с 5 на 6 октября 1948 года в районе Ашхабада произошло сильное землетрясение с магнитудой 7,3. За 10–15 минут город и близлежащие поселки были разрушены. В результате землетрясения по разным оценкам погибло 90–130 тысяч человек. Эпицентр землетрясения располагался в 10–15 км юго-западнее Ашхабада и был приурочен к Кешенинбаирской брахиантиклинали. Глубина очага землетрясения – 18 км.

Ощутимые землетрясения региона последнего времени. Начиная с 90-х годов прошлого века происходит активизация сейсмической деятельности в районе г. Кара-Кала (Центральный Копет-Даг) и на востоке республики – в районе Гаурдака (1991 г.). Данные о наиболее значительных из них приведены ниже.

Кумдагское землетрясение 14 марта 1983 года. Уникальность этого сейсмического события заключается, прежде всего, в том, что при относительно небольшой магнитуде $M = 5,7$ оно сопровождалось разрывом на поверхности земли длиной более 20 км, ориентировка которого соответствовала ориентировке Челекен-Кумдагского разлома. Землетрясение произошло в зоне ранее проявившегося сильнейшего Красноводского землетрясения 1895 года и разрушительного Казанджикского землетрясения 1946 года. Глубина очага 12 ± 4 км.

Бурунское землетрясение возникло 22 февраля 1984 года спустя почти год после Кумдагского в 40 км к запад-северо-западу от Кум-Дага. В зоне возникновения землетрясения выявлено три сейсмогенных разрыва протяженностью до 2,5 км. Наибольший из них – правый сбросо-сдвиг с вертикальным и горизонтальным смещением 5 см. Очаг землетрясения приурочен к Челекен-Кумдагскому разлому. Глубина очага 15 ± 7 км, магнитуда – 5,9.

Каспийские землетрясения. Первое землетрясение произошло 6 марта 1986 года в акватории Каспийского моря у банки Безымянной, около 100 км северо-западнее г. Туркменбаши, где вызвало сотрясения до V–VI баллов. Очаг землетрясения приурочен к срединной части Апшеронско-Прибалханской зоны подвижных поднятий, которая представляет собой прибортовой пояс внешних интенсивно дислоцированных складок Южно Каспийской впадины. Глубина очага: 29 ± 10 км, магнитуда 6,1.

Второе землетрясение произошло спустя 3,5 года после первого, с близким к нему положением очага. Землетрясение ощущалось на большой площади и явилось наиболее сильным событием на акватории Каспийского моря за последние сто лет. В г. Туркменбаши оно вызвало сотрясения до VI–VII баллов. Глубина очага: 25 ± 8 км, магнитуда 6,3.

С 1986 по 1993 г. в очаговой зоне Каспийских землетрясений сейсмическими станциями Туркменистана зарегистрировано 3538 землетрясений различного энергетического класса.

Каушутское землетрясение 27 ноября 1992 года. Землетрясение возникло глубокой ночью и сильно ощущалось на большой площади – в Ашхабаде до V баллов. Глубина очага 31 ± 2 км, магнитуда 5,5.

7.2 Сейсмический мониторинг

Первые сообщения о сейсмической активности Турано-Иранского сегмента земной коры относятся к IX веку. Так, Авиценна (930–1037 гг.) упоминает о движениях земной поверхности и ее колебаниях. Много позже появляется первый список землетрясений Ирана за 712–1499 годы. Он был составлен в XV веке полиграфистом Ас-Суюти. В конце XIX века иранский ученый Сани ад-Довла включил сообщения о землетрясениях в свое энциклопедическое исследование «Насировская упорядоченная история».

Впервые вопрос о сейсмичности территории Туркменистана был поднят российскими учеными И. В. Мушкетовым и А. П. Орловым в работе «Каталог землетрясений Российской Империи» (1893). В 1899 году И. В. Мушкетов составляет карту «Распространения землетрясений» в Закаспии.

Вместе с тем, до Гермабского землетрясения 1929 года большого значения исследованию землетрясений не придавалось. Только после Гермабского землетрясения появились первые описания и заметки о проявлении сотрясений на территории республики. До 1947 года, когда открыли сейсмическую станцию «Ашхабад», систематические инструментальные наблюдения на территории Туркменистана не велись. Поэтому представления о сейсмичности территории Туркменистана формировались по историческим данным и сведениям удаленных сейсмических станций.

Этап интенсивных инструментальных наблюдений и обширных сеймотектонических и геологических изысканий в Туркменистане связан с разрушительным Ашхабадским землетрясением 1948 года. В 1951 году была создана Академией наук Туркменистана и практически сразу под ее патронажем начались инструментальные исследования сейсмичности, была организована сеть станций в г. Мары (1951 г.), г. Гызыларбат (г. Кизыл-Арват) (1951 г.), пос. Ванновский (1952 г.) и др.

Современная сеть сейсмологических станций в Туркменистане включает 19 стационарных и 22 автономных станции (рисунок 7.2). С восемью из них установлена связь для передачи оперативной круглосуточной информации о сейсмических событиях через туркменский спутник. Регистрацию сейсмичности в Центральном Копет-Даге контролируют стационарные станции, расположенные в Ашхабаде, посёлках Маньш, Ызгант, Гермаб, Арчабил и Сунча. Данные собираются и обрабатываются в Институте сейсмологии и физики атмосферы Академии Наук Туркменистана в городе Ашхабаде. В настоящее время институт работает над созданием единой общегосударственной системы сейсмомониторинга территории Туркменистана.

В 1968 году были опубликованы результаты сейсмического районирования территории Туркменистана в книге «Сейсмическое районирование СССР». На территории республики выделено несколько зон, отличающихся по ожидаемой балльности землетрясений (от VI до IX-балльной). К IX балльным зонам возможных сотрясений отнесены два крупных участка Большебалханский (Западный Туркменистан) и Ашхабадский (Центральный Копет-Даг).

К настоящему времени установлено, что большинство землетрясений происходят на глубине до 100 км и глубже, причем наиболее высока повторяемость в диапазоне до 75 км, меньшая – в диапазоне 75–110 км и редки события на глубинах более 110 км.

Оценка сейсмической опасности в количественном выражении опирается на решение нижеперечисленных задач.

1 Установление зон возможного возникновения очагов землетрясений (ВОЗ) с разрушительным проявлением на территории Туркменистана.

2 Установление временного режима активизации ВОЗ, и нахождение ожидаемых периодов повторения.

3 Районирование территории по уровню ожидаемых интенсивностей (пиковых ускорений, балльности) и риска потерь с различной детальностью.

4 Контроль и оценка складывающейся сейсмической обстановки в зонах возможного возникновения сильных землетрясений (зоны ВОЗ).

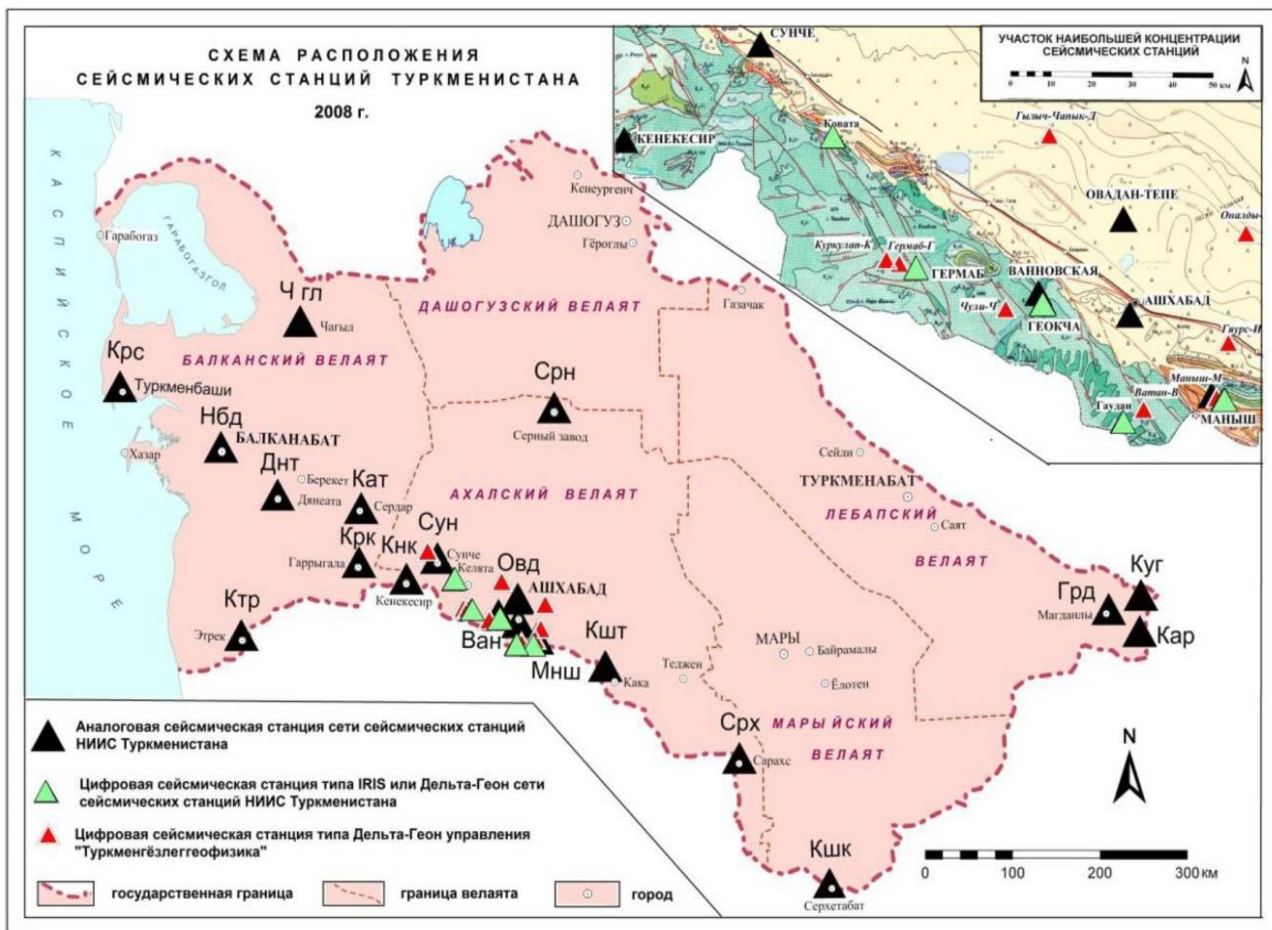


Рисунок 7.2 – Схема расположения сейсмических станций Копет-Дага в 2008 г. На врезке – станции НИИ сейсмологии и управления «Туркменгезлегеофизика» на территории Ахалского вейалата на фоне геологической карты Туркменистана

В конечном итоге, дается оценка сейсмического риска, т. е. вероятности потерь (материальных и не материальных) от землетрясений за заданный промежуток времени при известных значениях сейсмической опасности и уязвимости объектов риска.

7.3 Природа землетрясений

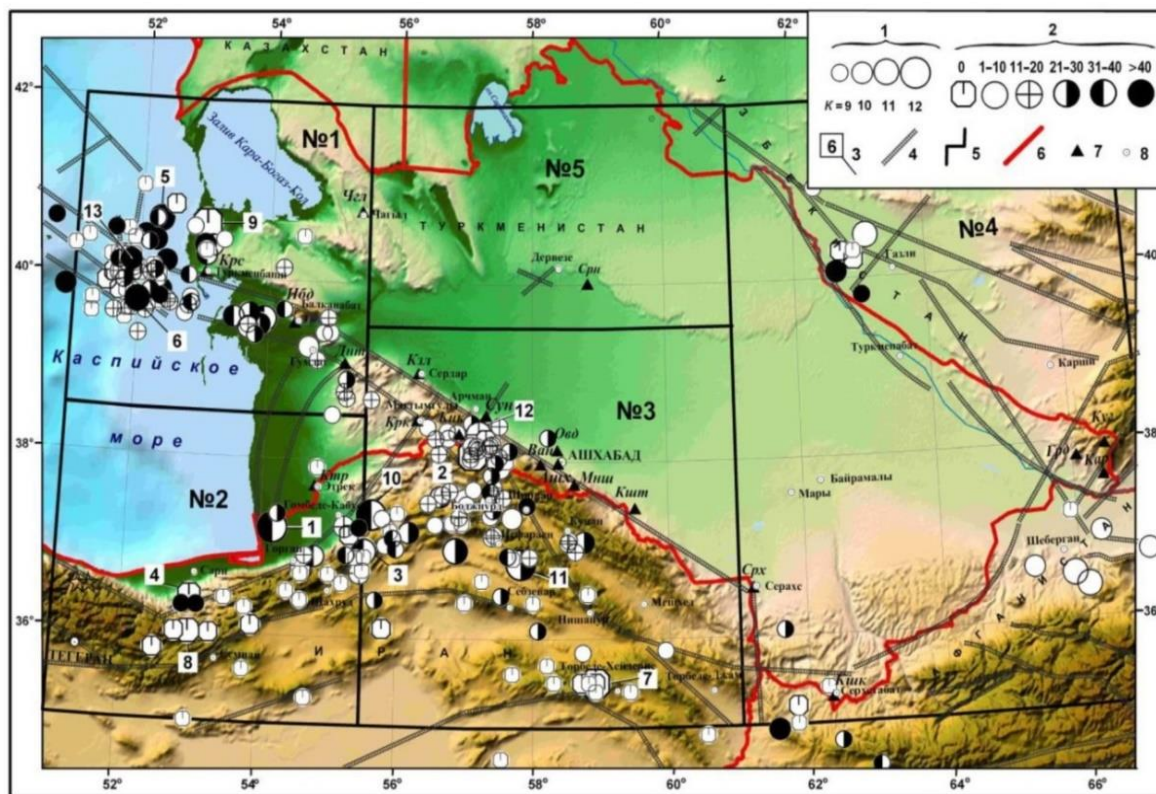
Высокая сейсмическая активность характерна для западных и восточных районов современного Туркменистана (рисунок 7.3).

Геодинамическая обстановка в западной (Средиземноморской) части Альпийско-Гималайского пояса, включающей Каспийское море на востоке, обуславливается встречным движением Евразийской, Африканской и Аравийской литосферных плит. В восточной части Альпийско-Гималайского пояса идет процесс коллизии Евразийской и Индийской плит. Он начался примерно 50 млн лет назад, после того как океанская литосфера Тетиса, отделявшего Индостан от Евразии, полностью субдуцировала под последнюю. Объемы земной коры тектонически активных регионов Азии охвачены преимущественно напряжениями сдвига, сжатия и сжатия со сдвигом.

Инструментальными наблюдениями фоновой сейсмичности, макросейсмическими данными, сведениями о сейсмичности в историческом прошлом установлено, что сейсмоактивные зоны Туркменистана приурочены к участкам сочленения крупных структурных ком-

плексов: Копетдагскому мегаантиклинарию и Каракумской плиты, Большебалхано-Кубадагскому антиклинарию и Западно-Туркменской низменности, моноклинальным структурам северных предгорий Паропомиза (Бадхыз, Карабиль, Кугитанг). Сильные землетрясения возникают в основном в переходных зонах сочленения структур, характеризующихся контрастными современными движениями вдоль вновь возникающих или уже сформировавшихся активных разломов. Это указывает на то, что процессы структурной перестройки здесь не завершены и определяют современную сейсмическую активность региона.

Крупнейшим активным разломом на западе Средней Азии является Главный Копетдагский разлом протяженностью более 550 км. По нему осуществляются правосдвиговые перемещения со скоростью около 2 мм/год.



1 – энергетический класс; 2 – глубина гипоцентра h , км;
 3 – номер землетрясения; 4 – разломы; 5 – граница и номер сейсмоактивного района;
 6 – граница Туркменистана; 7 – сейсмические станции; 8 – города

Рисунок 7.3 – Карта эпицентров землетрясений Копет-Дага за 2008 год

На востоке Средней Азии активными являются разломы, обрамляющие Памиро-Пенджабский синтаксис*, например, Дарваз-Алайский разлом Дарваз-Алайской зоны активных нарушений (за границами Туркменистана), относящийся к системе левых сдвигов и взбросо-сдвигов север-северо-восточного простирания со скоростью голоценового сдвига 15–16 мм/год.

Главный Копетдагский разлом. Сейсмическая активность территории Туркменистана в основном связана с зоной Главного Копетдагского разлома. Местом максимального упора

*Синтаксис – это резкое существенное изменение доминирующей ориентации основных складчатых и надвиговых структур в орогенном поясе. Например, Гималайский пояс образует непрерывный пологий изгиб в своей основной части, проходящий почти перпендикулярно движению Индийской плиты при ее столкновении с Евразийской плитой.

двигающихся навстречу друг другу геологических масс Копет-Дага и Турана является Кизыл-Арбат–Бахарденская структура. Давления Копетдагского приподнятого массива приводит к концентрации максимальных напряжений на Ашхабадском участке прогиба, основной формой релаксации которых являются землетрясения.

Деформация сжатия в прогибе приводит к медленному росту Кешенинбаирской и Первомайской брахиантиклиналей. Она не компенсируется чисто неотектоническими движениями и в какой-то момент превышает прочность сцепления осадочного чехла с фундаментом. Этот процесс сопровождается сейсмической подвижкой по палеозойскому фундаменту – разрушительным землетрясением. Последующая релаксация напряжений обуславливает наблюдаемую афтершоковую деятельность землетрясения и приводит к восстановлению хода вековых движений в прогибе.

В зоне прогиба (зона Главного Копетдагского разлома) выделены четыре сейсмогеологические подзоны: Красноводская–Кубадаг–Большебалханская; Казанджикская–Западно-Копетдагская; Ашхабадская–Центрально-Копетдагская; Каахкинско–Восточно-Копетдагская. В пределах этих подзон концентрируются эпицентры сильных и ощутимых землетрясений.

Распределение очагов землетрясений по глубинам для Копетдагского региона показывает, что они приурочены в основном к диапазону 10–20 км и имеется некоторая тенденция понижения глубин очагов с востока на запад с приближением к области Большого Балхана и Каспийского моря.

Свидетельством тектонической активности Западного Туркменистана является то, что в районе Южно-Каспийской впадины и по ее берегам сконцентрирована почти половина всех грязевых вулканов мира. Более 30-ти из них находятся в Западном Туркменистане. Прерывистая цепь вулканических сопok начинается на юге Туркменистана у поселка Эсенгулы и заканчивается на шельфовой части Каспия у полуострова Челекен. Недалеко от него расположен погребенный вулкан Котурдепе и вулкан Алигул. Но самыми крупными здесь являются действующие грязевые вулканы Западный Порсыгель и Розовый Порсыгель.

8 ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Нефть и газ. Начало развития нефтегазовой промышленности в Туркменистане связывают с именами братьев Людвиг и Альфреда Нобелей. Принадлежащей им компанией, в конце XIX века были пробурены первые скважины на Челекенском полуострове, которые показали наличие нефти на восточном берегу Каспийского моря. К началу XX века объемы добычи нефти здесь были незначительны. Целенаправленные поиски и разведка месторождений углеводородов в Туранской провинции возобновились в 1935–1936 годах. Первое газоконденсатное месторождение (Ачак) было открыто в 1953 году в северной части Каракумов. А в 1962 году в Амударьинской впадине было обнаружено месторождение природного газа Байрамали.

В Туранской провинции наиболее крупные газовые и нефтяные месторождения приурочены к породам-коллекторам юрского и мелового возраста. Обособленные скопления углеводородов установлены в пермо-триасовых и палеогеновых отложениях.

В пермо-триасовой продуктивной толще преобладают терригенные породы, также распространены карбонатные отложениями с включениями обломочных и изверженных пород. Мощность толщ не менее 100 м. Распространена в Амударьинской НГО (Гугуртлинское месторождение).

подавляющее большинство разведанных запасов нефти (80 %) и газа (5 %) открыто в *отложениях нижней и средней юры*. Продуктивная толща представлена переслаиванием терригенных образований – песчаников, алевролитов и аргиллитов, глин. Общая мощность составляет от 200 до 1 100 м.

Карбонатные коллекторы верхнеюрской (келловей-оксфордской – J_{2k}– J_{3o}) толщ сложены известняками и доломитами, формирование которых происходило в мелководных условиях (рифовые фации). Мощность карбонатных образований составляет 400–600 м. Флюидоупорами для них служат глинисто-галитовые толщ кимериджа-титона (J_{3km}–tt). Разведанные ресурсы природного газа и нефти в карбонатных коллекторах верхнеюрской толщ составляют 30 % и 17 % соответственно. Газоконденсатные и нефтяные месторождения обнаружены в Хорезмско-Измаильском прогибе (Гугуртлинское, Багаджинское и др.), Мургабской впадине, на Каракумском своде, на Бохардокской моноклинали.

В нижнемеловой (неоком-аптской – K_{1b}–a) продуктивной толще сконцентрировано не менее 55 % газовых ресурсов страны. Мощность толщ составляет 200–500 м. Она в большей своей части представлена терригенными породами – песчаниками, алевролитами, глинами, которые иногда переслаиваются с карбонатными отложениями. К значительным газоконденсатным и нефтяным месторождениям относятся, например, Шатлыкское, Байрамалийское, Минара (до 1991 г. – Майское), Келийское и другие.

Породы-коллекторы верхнемелового (альб-туронского – K_{1al}–K_{2t}) комплекса отложений представлены терригенными образованиями, в которых сосредоточены пластовые запасы газа. Мощность комплекса изменяется от 400 до 1 600 м. В настоящее время ряд месторождений находится в разработке, например, месторождения Ачак, Наип и др. (Хорезмско-Измаильский прогиб); а также месторождения, находящиеся на Зеагли-Дарвазинском куполе Каракумской нефтегазоносной области.

Терригенные коллекторы палеогеновых (эоцен – P₂) отложений, мощность которых изменяется от 600 до 1 200 м, содержат в себе продуктивные пласты газа мощностью 10–30 м. К месторождениям, на которых разрабатываются такие залежи, относятся, например, Карабильское, находящееся в Мургабской впадине.

С корой выветривания, развитой по породам фундамента, связан палеозойский нефтегазоносный комплекс отложений. Залежи углеводородов такого типа разрабатываются в многопластовых месторождениях Северный Мубарек, Шурчи, Джаркак и др., расположенных в Бухаро-Хивинской депрессии.

На сегодняшний день в Туркменистане известно более 170 месторождений углеводородов, например, такие широкоизвестные как Даулетабад-Донмезское, Шатлык, Ачакское и другие.

Все месторождения углеводородов в Туркменистане относятся к двум нефтегазоносным провинциям (НГП): Туранской и Южно-Каспийской (рисунок 8.1). В пределах этих провинций открыто свыше 200 месторождений углеводородов, а так же установлено более 1 000 районов перспективных для поисков залежей газа, газоконденсата и нефти.

Туранская НГП, помимо Туркменистана, охватывает территории Казахстана и Узбекистана. В границах Туркменистана выделены газоносные области (ГНО): в восточной части страны на границе с Узбекистаном – Амударьинская (Бухаро-Хивинская), на юге, на самой границе с Ираном – Мургабская, а на север-северо-западе провинции – Каракумская. В южной части Каспийского моря и на его восточном побережье располагается Южно-Каспийская нефтегазоносная провинция, южная часть которой представлена Западно-Туркменской нефтегазоносной областью (рисунок 8.1).

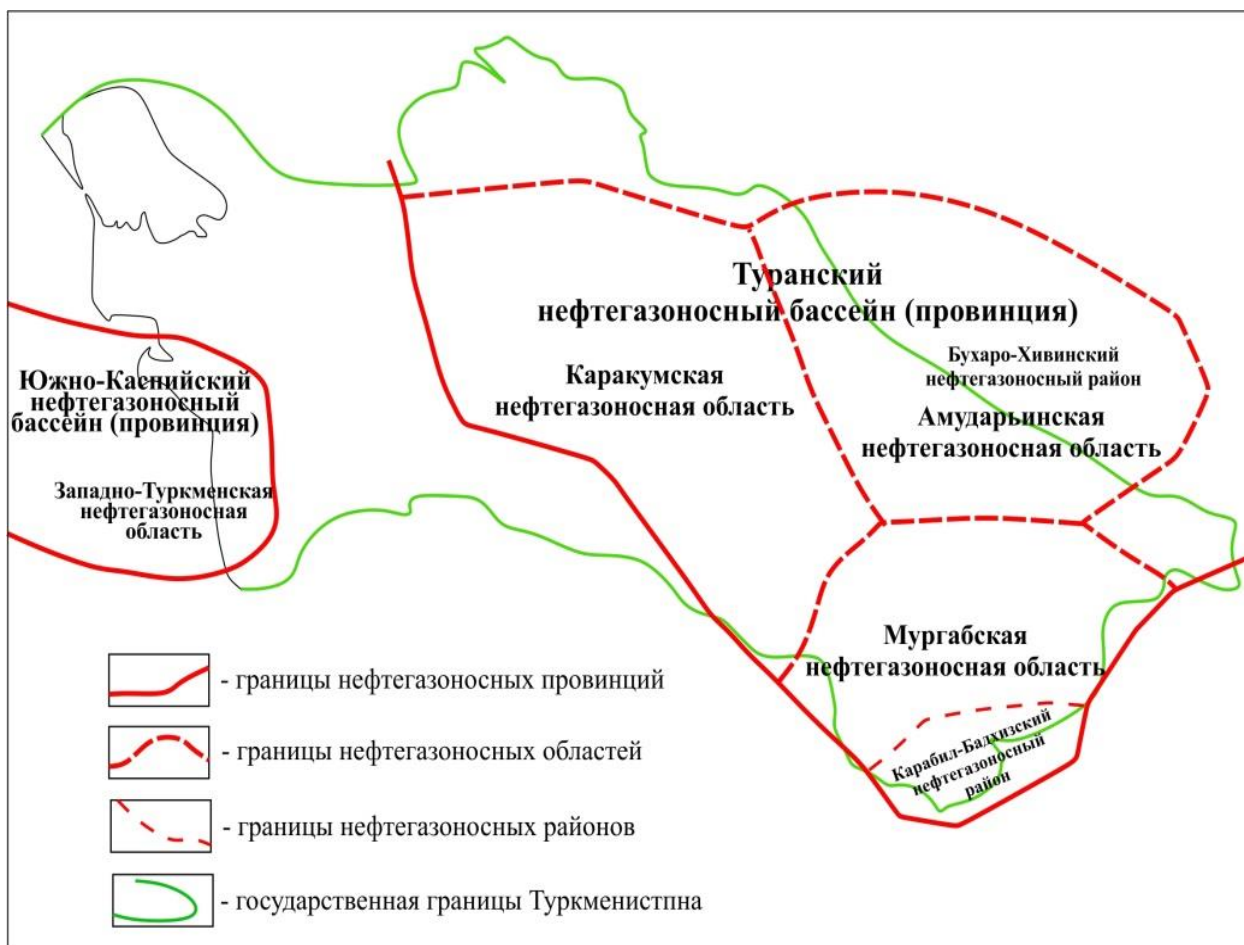


Рисунок 8.1 – Нефтегазоносные провинции Туркменистана

В Туранской нефтегазоносной провинции (НГП) (рисунок 8.2) залежи сформированы в основном в карбонатных коллекторах келловей-оксфорда (J_2k-J_3o). Только в Мургабской ГНО породами-коллекторами служат неокотские (K_{1b-br}) песчаники. Флюидоупорные покрывки представлены солями кимериджа-титона (J_3km-tt).

На периферии Туранской НГП соленосная толща выклинивается. Здесь сформированы большей частью многоярусные месторождения с пластовыми и сводовыми залежами газа и нефти в отложениях нижней юры–верхнего мела, которые сложены преимущественно терригенными осадками. В карбонатных коллекторах верхней юры сформированы в основном массивные залежи. В меньшей мере распространены тектонически экранированные и литологически ограниченные залежи.

Газовые залежи Амударьинской впадины, находящиеся в юрских карбонатных коллекторах, часто содержат сероводород. Например, на месторождении Самантепе его концентрация колеблется от 0,2 % до 5 %.

В нижнемеловых терригенных коллекторах формируются главным образом залежи безсернистого метана.

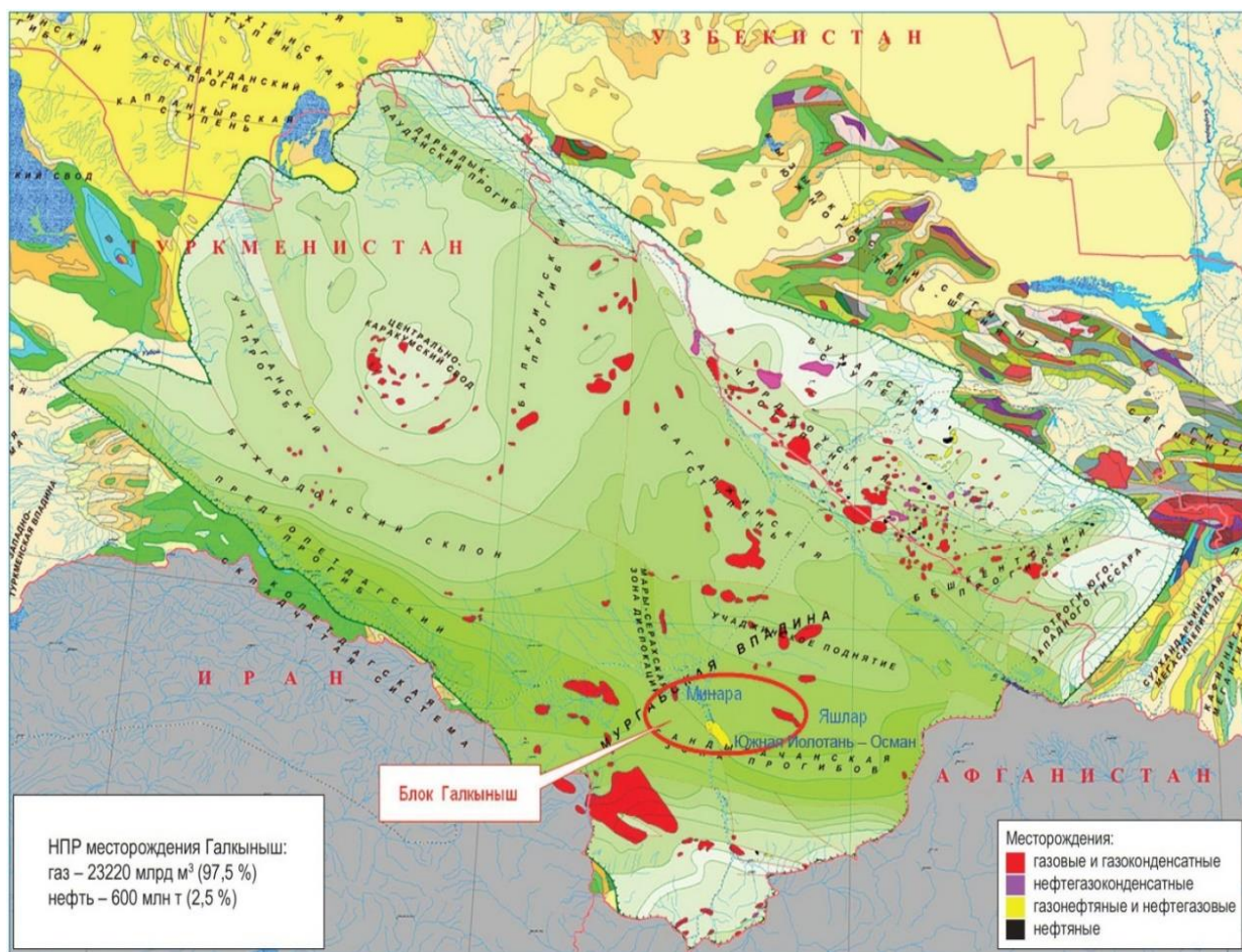
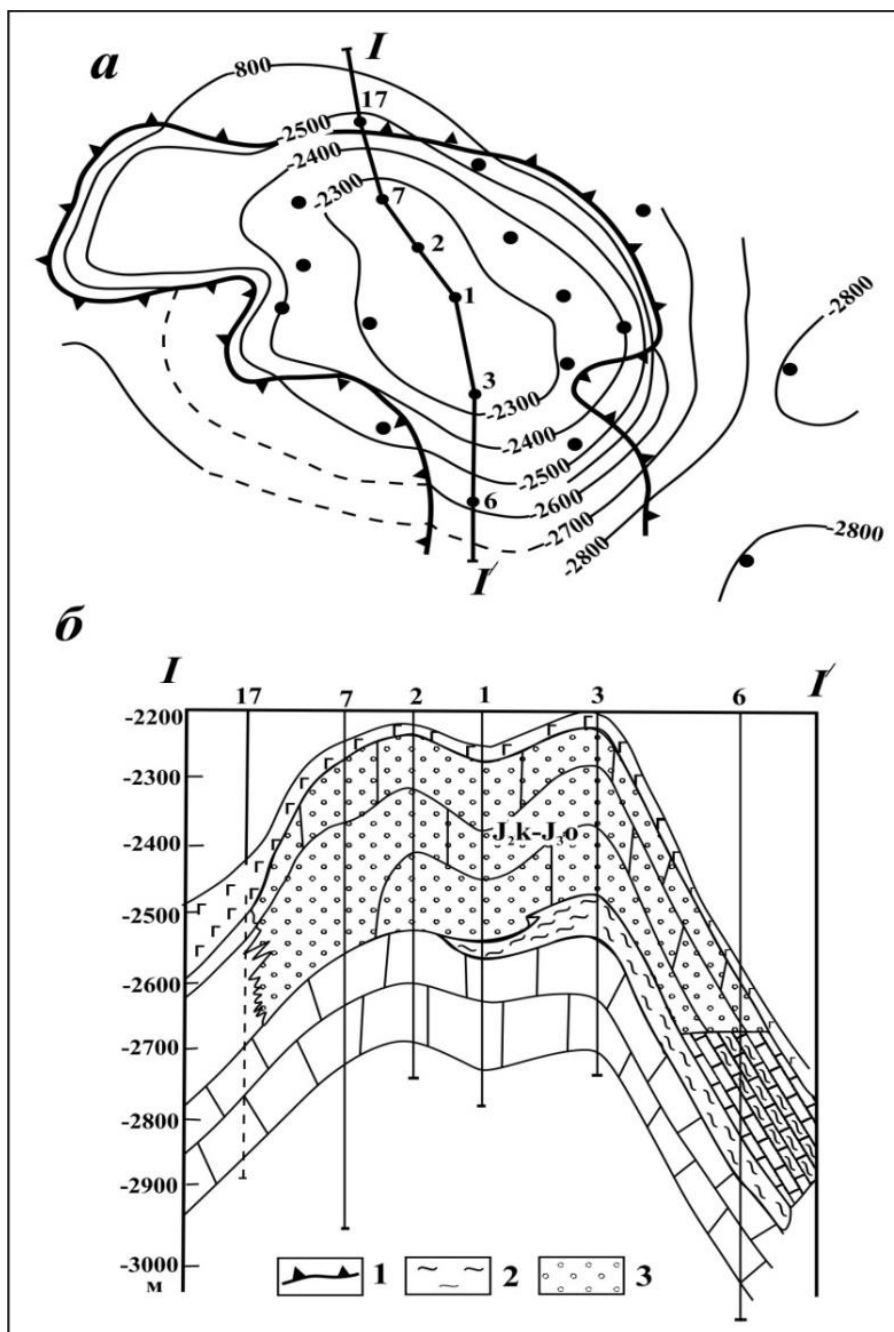


Рисунок 8.2 – Туранская нефтегазоносная провинция

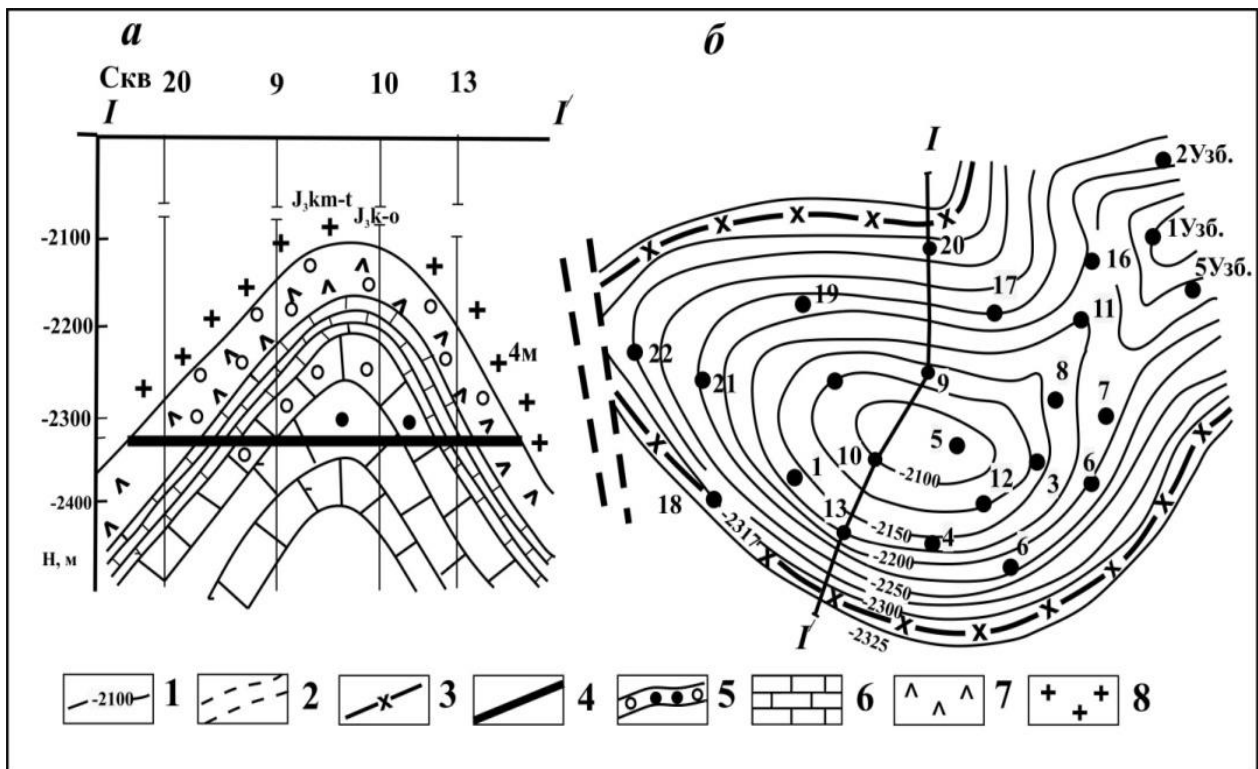
Подавляющее количество крупных месторождений газа и газоконденсата расположены на западном крыле Амударьинской впадины. Все они относятся к Амударьинской газонефтяной области (ГНО). В свою очередь область сформирована рядом нефтегазоносных районов, например, на участках Чарджууской ступени – Гугуртли, Наип и др. Кроме того, выделено несколько зон нефтегазонакопления. Например, на западной периферии впадины – Кирпичли-Балкуинская, на севере – Ачакская и др. Абсолютное большинство залежей Амударьинской области находится в сводовой части брахиантиклинальных складок или куполов, т. е. сформированы структурные залежи. В частности, на рисунке 8.3 приведена схема структурной поверхности продуктивного пласта, сложенного карбонатными коллекторами келловей-оксфорда, (J_{2k}–J_{3o}), Шуртанского газоконденсатного месторождения и профиль его структурной залежи газа. Кроме того, в Амударьинской области распространены литологически экранированные, образующиеся в пластовых естественных резервуарах; структурно-литологические и рифогенные залежи. Для ГНО характерны многопластовые месторождения. Как правило, нефтяные ловушки связаны с карбонатными породами верхней юры. К крупнейшим месторождениям Амударьинской газонефтяной области относятся Ачак, Гугуртлинское, Кирпичлинское, Наип, Самантепинское (рисунок 8.3), Багаджа и другие.



а – структурная карта кровли продуктивного пласта;
б – геологический профиль по линии I–I; *в* – разрез продуктивной части отложений:
 1 – границы рифа; 2 – слабопроницаемые породы, 3 – газ

Рисунок 8.3 –Шуртанское газоконденсатное месторождение

Самантепинское газоконденсатное месторождение располагается в восточной части Амударьинской впадины на границе с Узбекистаном. Было обнаружено в 1964 году. Это структурная массивная залежь, сформированная в брахиантиклинали высотой 225 м, протягивающейся с запада на восток на 28 км при ширине 19 км. Газовая ловушка представлена трещиноватыми карбонатными породами келловее-оксфорда ($J_{2k}-J_{3o}$) (рисунок 8.4). Перекрыта флюидоупорными пластами солей кимериджа-титона ($J_{3km}-tt$). Продуктивный горизонт залегает на глубине 2 300–2 400 м. Дебиты газа колеблются от 100 000 до 600 000 м³/сут. В составе газа содержится примесь сероводорода в довольно больших количествах – до 4 %.



а – геологический разрез; *б* – контур газоносности:

I – изогипсы продуктивного горизонта, м; 2 – разрывные нарушения; 3 – контур залежи; 4 – нефть; 5 – газ; 6 – известняк; 7 – ангидриты; 8 – соль

Рисунок 8.4 – Самантепинское газоконденсатное месторождение

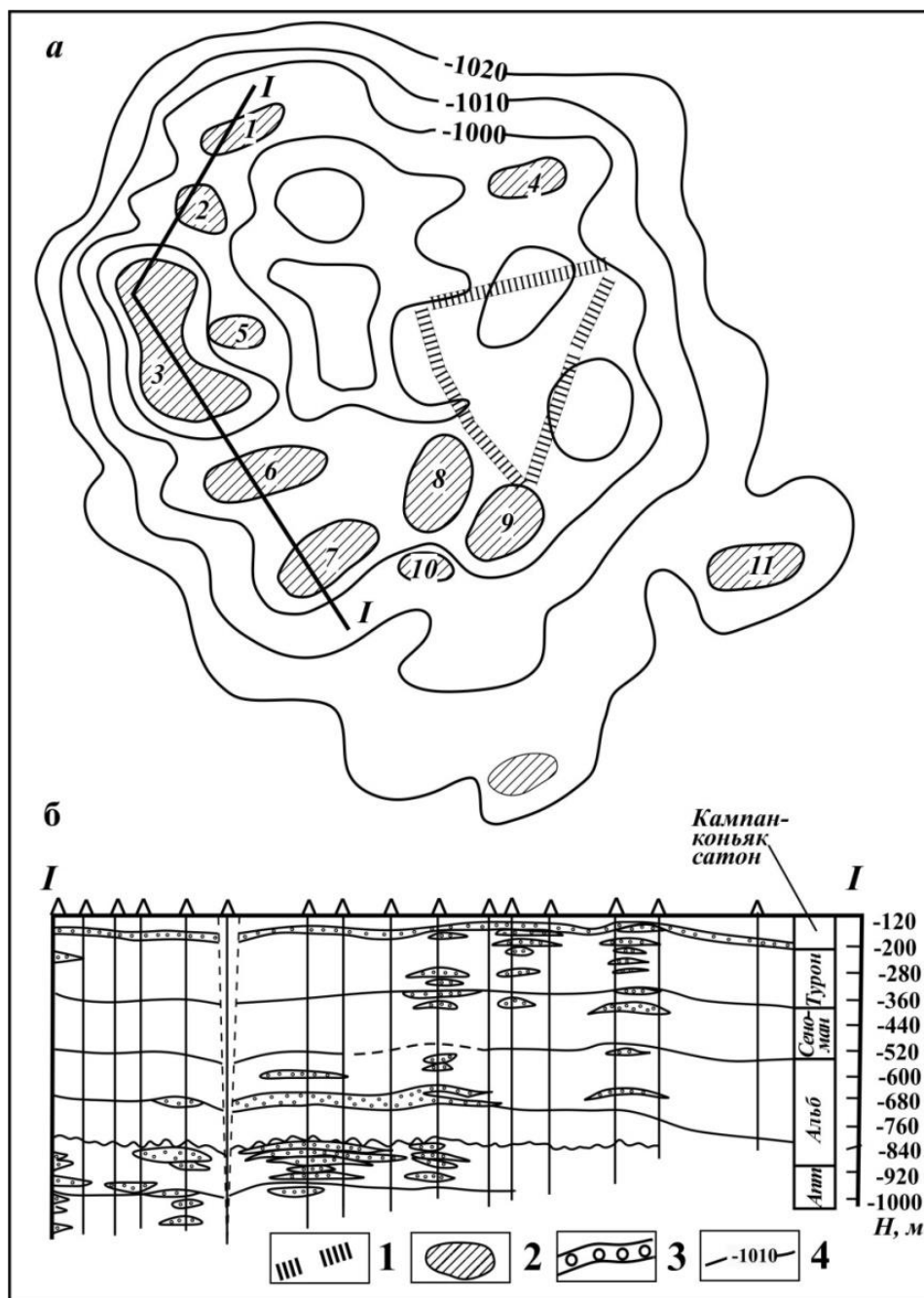
К Центрально-Каракумскому своду приурочена газонефтяная область ГНО того же названия. Основные залежи углеводородов (УВ) связаны с терригенными отложениями меловой системы. В Центрально-Каракумской ГНО открыто более двадцати месторождений газа и газоконденсата: Дарвазинское, Зеаглинское, Такырское, Шиихское, Атабайское, Чиммерлинское, Чашхынское, Курукское и другие. Двенадцать из них находятся в пределах *Зеагли-Дарвазинский купола*, расположенного в восточной части Центрально-Каракумского свода (рисунок 8.5).

Месторождения в большинстве своем многопластовые, связаны с незначительными отдельно располагающимися брихиантиклиналями. Они не имеют определенного направления простираия и слабо выражены в рельефе. Некоторые из них осложнены дизъюнктивами с вертикальными амплитудами сметителя до 300 м.

Продуктивная толща содержит более 34 неравномерно распределенных водоплавающих залежей газа. Их высота может достигать 20 м, глубина залегания колеблется от 200 до 1 600 м. По простираию с севера на юг их стратиграфическое положение меняется. В северной части Зеагли-Дарвазинской группы месторождений продуктивными являются отложения верхнего мела (K_{2s} , K_{2t}), например, Чалджульбинское, Атабайское и др. месторождения. В южной – верхней юры (J_3) и нижнего мела (K_{1b-br}). Например, Каюн-Шарлыкское, Чашхынское и Саркарагинское соответственно. Следует отметить, что наиболее крупные залежи связаны с отложениями нижнего мела (K_{1a} , K_{1al}). На сегодняшний день все залежи законсервированы.

Мургабская НГО располагается на юге Туранской плиты во впадине того же названия. Открытые залежи в основном относятся к сводовому типу; карбонатные коллекторы сложены отложениями келловей–оксфорда (J_2k-J_{3o}) и по структуре являются пластовыми или массивными. Нефте- и газоносные толщи средней–верхней юры распространены в Мургабской впадине повсеместно. Это обстоятельство и то, что таким же широким распространением

здесь пользуются соляные мощные (до 1 000 м) флюидоупоры гаурдакской свиты (J₃km–tt) обусловило формирование богатейших месторождений углеводородов. К этой ГНО относятся крупные газовые и газоконденсатные месторождения Даулетабад-Донмез, Байрамали, Минара, Шатлык, Шараплинское, Келийское, Тедженское и другие.

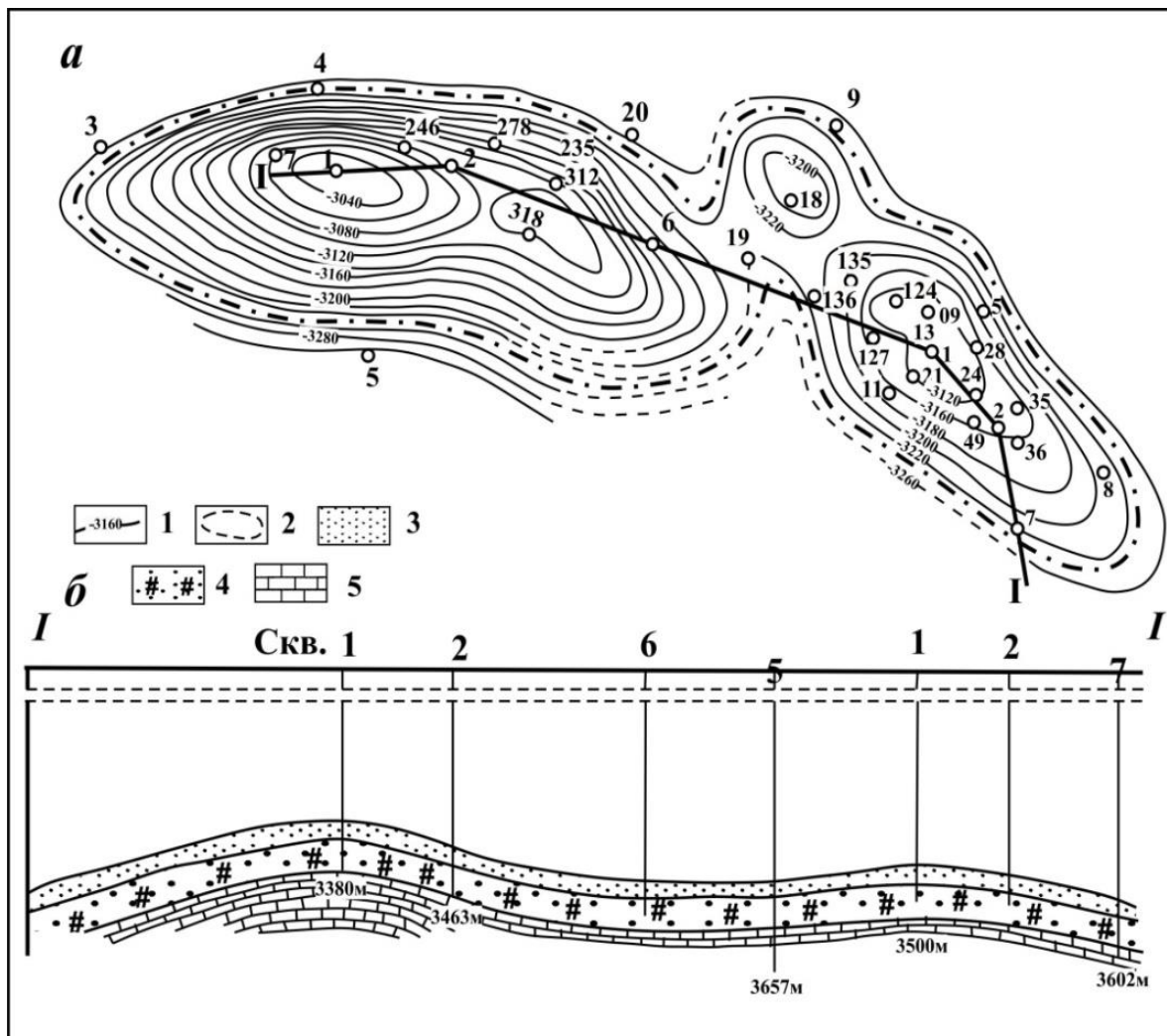


а – структурная карта по кровле нижнеаптских отложений;
б – геологический разрез: *1* – разрывные нарушения; *2* – месторождения с промышленными запасами газа; *3* – газовые залежи; *4* – изогипсы, м.

Месторождения: *1* – Чалджубинское, *2* – Тарвазинское, *3* – Шшихское,
4 – Восточно-Аккуинское, *5* – Пришихское, *6* – Топджубинское, *7* – Атабайское,
8 – Топорждубинское, *9* – Чиммерлинское, *10* – Чаш-хынское,
11 – Сакарчагинское, *12* – Кукурское

Рисунок 8.5 – Зегли-Дарвазинская группа газовых месторождений

Шатлыкское газоконденсатное месторождение (рисунок 8.6) приурочено к западной центриклинали Мургабской впадины. Структурно представлено двумя пологими антиклиналями (Джуджуклинской и Шехитлинской), разделенными небольшим понижением кровли продуктивного пласта между ними. Пластовые коллекторы представлены терригенными отложениями нижнего мела (K_{1g}), а также средней и верхней юры (J_{2k} – J_{3o}). Флюидоупоры представлены глинистыми, карбонатно-глинистыми и карбонатно-сульфатно-галоидными отложениями средне и верхней юры.

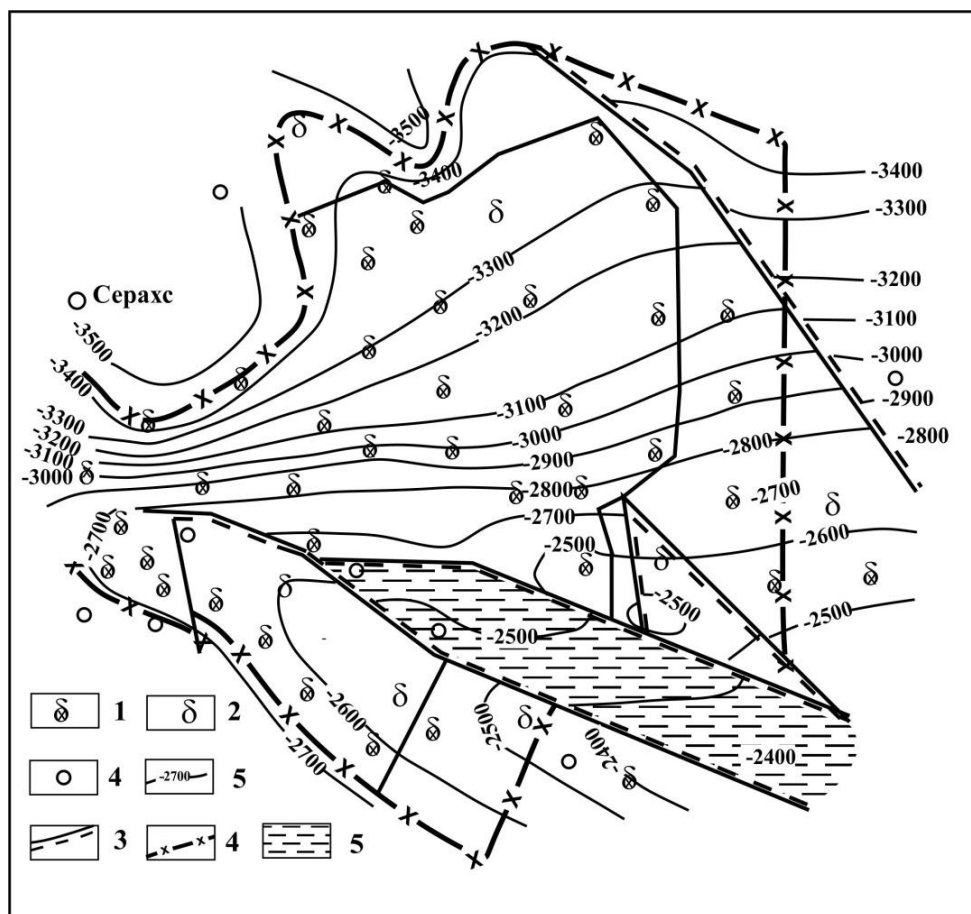


- а* – структурная карта по кровле продуктивного горизонта;
б – геологический разрез: 1 – изогипсы кровли продуктивного горизонта, м;
 2 – внешний контур газоносности;
 3 – песчаники среднезернистые (основной продуктивный горизонт);
 4 – песчаники мелкозернистые, трещиноватые; 5 – известняки

Рисунок 8.6 – Шатлыкское газоконденсатное месторождение

Даулетабад-Донмезское газоконденсатное месторождение (рисунок 8.7) расположено в зоне восточного погружения Копет-Дага на Бадхыз-Карабильской пологой моноклинали. Месторождение разделено системой дизъюнктивных нарушений с амплитудами от 20 до 40 м на три блока. Продуктивными являются песчаные породы-коллекторы готерива (K_{1g}).

Перспективы Мургабской газоносной области связываются с подсолевыми верхнеюрскими карбонатными отложениями.



Скважины, давшие притоки: 1 – газа с конденсатом; 2 – газа с водой; 3 – воды; 4 – изогипсы подошвы продуктивного горизонта, м; 5 – разрывные нарушения; 6 – граница поля газовой залежи; 7 – поле развития водяной линзы

Рисунок 8.7 – Даулетабад-Донмезское газовое месторождение. Структурная карта по подошве продуктивного горизонта готеривского яруса (K_{1g})

Южно-Каспийская нефтегазоносная провинция

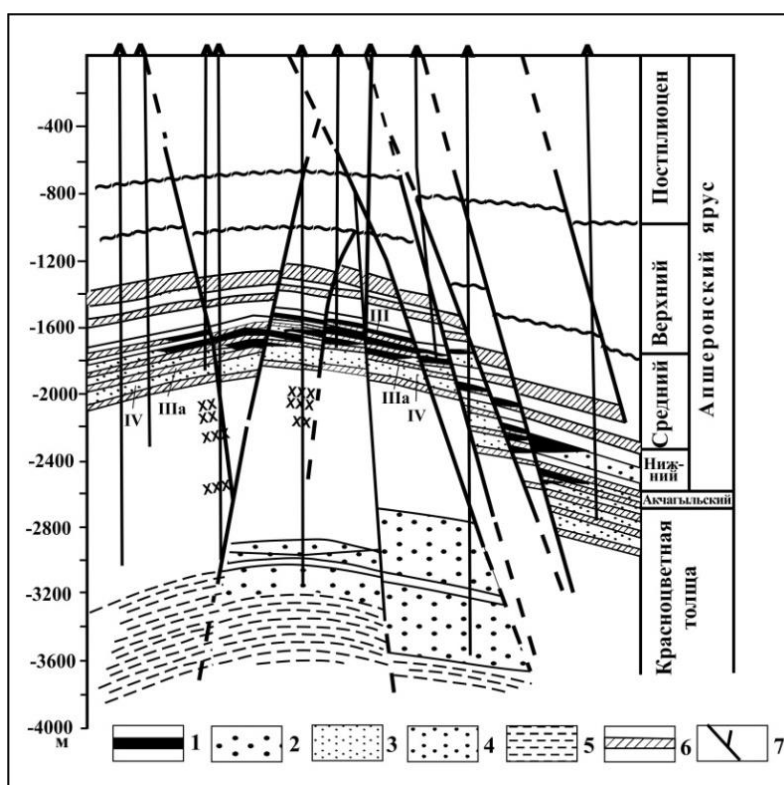
В юго-восточной части Каспийского моря находится Западно-Туркменская нефтегазоносная область. Богатейшие залежи углеводородов сосредоточены в мощной – 1 150–2 000 м толще красноцветных песчаных и песчано-глинистых отложений челекенской свиты (N_2^3). Ресурсы оцениваются в 2–6 млрд тонн нефти и 2–5 трлн m^3 природного газа. Всего здесь открыто свыше 110 месторождений. К самым крупным из них относятся: Джейтун (до 1991 года – Банка ЛАМ), Джигалыбек (до 1991 года – Банка Жданова), Диярбекир (до 1991 года – Банка Баринов), Магтымгулы (до 1991 года – Восточный Ливанов), Гарагол-Дениз, Барса-Гельмес, Котур-Тепе.

К Западно-Туркменской межгорной впадине приурочена одноименная газонефтяная область. На севере впадина граничит с Прибалханской зоной и Малым Балханом, на востоке – с отрогами Копет-Дага. На юге она примыкает к Предэльбрусскому прогибу, а на западе – к Южно-Каспийской впадине. Мезозойские и палеогеновые образования во впадине залегают на глубинах от 6 до 12 км, а в крупных антиклинариях – выходят на дневную поверхность. Во впадине они перекрыты осадками среднего и верхнего (N_2^{2-3ak} и N_2^{3ap}) плиоцена, а также более молодыми породами. К периферии впадины эти образования выклиниваются.

Месторождение Котур-Тепе (рисунок 8.8) приурочено к крупной асимметричной брахиантиклинальной складке. Ось антиклинали располагается субширотно. Северное крыло характеризуется углами падения от 15 до 30 градусов, более крутое. Южное – пологое

с углами падения крыльев от 5 до 10 градусов. В складке выделены три крупных тектонических блока (западный, центральный и восточный), которые не имеют гидравлической связи между собой. Они последовательно на 600–1 000 м погружаются с запада на восток. Блоки осложнены большим количеством более мелких дизъюнктивов с амплитудами до 600 м.

Продуктивные горизонты с дебитами нефти 120–150 т в сутки приурочены к фациально разнообразным толщам акчагыла ($N_2^{2-3}ak$) и апшерона (N_2^3ap), залегающими на глубине от 1 450 до 3 500 м. Залежи газоконденсата с высокими дебитами газа (до 1 000 тыс. м³/сут) обнаружены в нижней части челекенской свиты (N_2^3), сложенной красноцветными песками и известковистыми глинами.



1 – нефть; 2 – газ; 3 – вода; 4 – залежи газа и нефти в разведке;
5 – перспективные отложения; 6 – глины; 7 – нарушения

Рисунок 8.8 – Геологический разрез центрального участка месторождения Котур-Тепе

Уголь. Открыто 5 угленосных площадей (основное – Ягманское) в среднеюрских отложениях. Месторождения *каменного угля* сравнительно небольшие. Они представлены прибрежно-морскими фациями в северной моноклинали Большого Балхана (Балхано-Кугитангская площадь). Мощность угольных горизонтов составляет 8–16 м, протяжённость – до 1 км.

Промышленные запасы *каменного угля* находятся в северо-западной части Турмениистана в районе Туаркырской мегантиклинали – Туаркыро-Каракумская угленосная область. Они сингинетичны с континентальными ниже- и среднеюрскими отложениями мощностью 400–8 000 м. Три продуктивных угольных горизонта содержат до 5 пластов (20–150 м).

Промышленное месторождение *бурого угля* обнаружено в юрских отложениях Туаркырского угленосного района. Пласты простираются на расстояния до 5–20 км.

Железные руды в промышленных объемах в Туркменистане не установлены. Небольшие запасы руд разведаны в карбонатно-шамозитовых породах на западе республики. Они приурочены к отложениям верхней юры. Мощность залежи составляет от 0,5 до 7 м, при длине до 25 км. В руде содержится 15–30 % железа.

Марганцевые руды образуют небольшие скопления в непромышленных объемах. Они залегают в осадочно толще палеогеновых отложений в районе полуострова Туркменбаши. Протяжённость маломощных пачек (0,1–3 м) достигает нескольких километров.

Титан-циркониевые россыпи, содержащие минералы ильменит, циркон, лейкоксен известны в аллювиальных отложениях Теджена, Мургаба, Кушки и Кашана в юго-западной части Туркменистана.

Медные руды осадочного происхождения встречаются в верхнеюрских и нижнемеловых красноцветных толщах на всей территории Гаурдак-Кугитангского района. Линзы с малахитом и азуридом мощностью 0,1–5 м, содержат 0,15–0,58 % меди.

Многочисленные небольшие гидротермальные жилы в Западном Копет-Даге имеют невысокое содержание Си.

Молибденовые руды известны в песчаниках верхней части складчатого фундамента Туркменского района. Кроме того, в районе Большого Балхана в дислоцированных верхнеюрских известниках залегают руды гидротермального генезиса с содержанием Мо свыше 1 %.

Ртутные руды установлены в многочисленных локальных залежах мощностью 0,2–2,5 м и содержанием ртути 0,13–0,58 %. Рудные тела концентрируются в зонах дизъюнктивных дислокаций нижнемеловых терригенно-карбонатных отложений.

Свинцово-цинковые руды. Многочисленные маломощные месторождения и рудопроявления открыты в различных районах республики. В верхнеюрских известняках Кугитангского и Базартюбинского месторождений, содержащих рудные минералы – смитсонит, церуссит и другие, концентрация Pb 2,77–6,21 %, Zn 1,7–4,08 %. Линзовидные или трещинно-жилые залежи достигают длины 160–1 200 м. В рудах встречается также серебро.

Таллиевые руды установлены на Челекенском полуострове в проявлениях гидротермального генезиса.

Целестин. Известные месторождения стронциеносных руд – Арикское и Сакыртминское находятся на самом востоке Туркменистана в горах Кугитанг. Целестиновая минерализация установлена в отложениях широкого стратиграфического спектра – от юры до антропогена, но промышленные запасы сосредоточены в отложениях палеоцена. Пластовые залежи и отдельные линзы целестиновых руд Арикского месторождения приурочены к сульфатно-терригенным пестроцветным отложениям палеоцена–антропогена. Кровля их находится на глубине от 15 до 25 м. Целестин формировался как в процессе седиментационно-диагенетической, так и катагенетической стадий литогенеза.

Отложения с проявлениями целестина установлены в корях выветривания нижнемеловых отложений на юге Прикарабогазья. Они связаны с лагунно-континентальными образованиями. Целестин в парагенезисе с баритом встречается в гидротермальных образованиях полуострова Челекен.

Горно-химическое сырьё

Барит и витерит в промышленных скоплениях связаны с гидротермами Западного Копет-Дага. Здесь же установлены многочисленные жильные рудопроявления баритосодержащих руд.

Йодобромные воды. По запасам йода Туркменистан занимает одно из первых мест в мире. За последний год только в Балканском велаяте было произведено более 639 т этого ценного продукта. Воды, содержащие бром и йод залегают в верхней части складчатого фундамента (триас–нижняя юра) и во всей толще платформенного чехла Туранской плиты. Кроме того, эти воды известны в складчатых областях – Копет-Даге, Гиссаре и др.

Водовмещающими породами северо-западного Туркменистана являются красноцветные отложения дельтовой прибрежной фации верхнего плиоцена (челекенская свита), залегающие на глубине от 800 до 1 200 м. Эти породы отличаются хорошей проницаемостью. Самыми известными месторождениями этой территории являются Челекенское, Боядагское, Небит-Даг–Монджуклинское и другие. Подземные воды высоконапорные с повышенным содержанием добываемых веществ; например, в водах Западного Небитдага содержание йода достигает 40–50 мг/л.

Хлоридно-натриевые воды широко распространены в западной части Копет-Дага, залегают на глубинах 960–1 000 м в терригенных отложениях меловой системы. В меньшей степени известны хлоридно-сульфатные и хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые воды.

В Каракумском артезианском бассейне в самых больших количествах бром содержится в рассолах, залегающих в галоидных толщах гаурдакской свиты кимеридж-титона. Общая минерализация этих рассолов достигает 540 г/л. Кроме того, вмещающими для йодбромных вод служат терригенные и терригенно-карбонатные отложения юры и мела не содержащие соли, залегающие на глубине более 900 м.

На юго-востоке Туркменистана в горах Кугитангтау обнаружены рассолы с повышенным содержанием магния, кальция и натрия, залегающие в отложениях юры.

Горячие источники с повышенным содержанием родона обнаружены юго-восточнее города Туркменбаши в предгорьях Большого Балхана (Кара-Чагыл).

Калийные и каменная соли. В восточной части Туркменистана отложения верхней юры (гаурдакская свита J₃km–tt) представлены соленосной формацией, имеющей региональное распространение на площади, превышающей 300 тысяч км². Ее главной составляющей является каменная соль в парагенетической ассоциации с калийными солями, сульфатами и пелитами. Мощность всей толщи достигает 1 000 м. Содержание сильвина в калийных горизонтах от 15 до 50 %. К богатейшим месторождениям калийных и каменной соли относятся: Гаурдакское, Тюбегатанское, Карлюкское, Карабильское, Кугитангское и другие.

Кроме того, каменная соль в западном Туркменистане добывается со дна соленых озер (самосадочная) – месторождения Куулинское и Баба-Ходжинское. Мощность полезных залежей может достигать 18 м.

Лагуна Кара-Богаз-Гол известна своими сульфатно-магниевыми самосадочными солями, в минеральном составе которых присутствуют мирабилит, тенардит, астраханит, гипс и галит.

Самородная сера. В центальных и северных Каракумах в толще песчаников заунгузской свиты с 1930 года ведется разработка серных месторождений (Серный завод).

Гаурдакского месторождения сформирована инфильтрационно-метасоматическими процессами в сульфатных слоях гаурдакской свиты (J₃km–tt). Мощность полезной залежи составляет порядка 14 м.

Индустриальное сырье.

Бентонитовые глины. В Огланлинском месторождении (Большой Балхан) промышленная залежь мощностью до 10 м и протяженностью 12,5 км приурочена к верхнему эоцену. Na–бентонит и бентонит (Ca–Mg) сформированы при процессах гидротермального метасоматоза пирокластических и осадочных пород в морских условиях.

Каолины. В Туаркырской районе находится одноименное месторождение каолинов, сформированных в течение ранней юры и приуроченных к коре выветривания по кварц-полевошпатовым аркозовым песчаникам верхней части складчатого фундамента (триас). Разведанные запасы составляют 74 млн тонн.

Нерудные строительные материалы

Песчано-гравийное сырье. В общей сложности 17 открытых месторождений связаны с пролювиальными отложениями Копет-Дага. Самые известные из них – это Безмеинское, Фирюзинское, Карлюкское, Кызыл-Арватское, Каратенгирское, Душакское.

Строительный камень. Разрабатывается 16 месторождений строительного камня с общими запасами более 180 млн м³. К полезным ископаемым относятся породы магматического и метаморфического комплексов складчатого фундамента и платформенного чехла, например, гранитов – Кубатауское, порфиринов – Уфринское, сланцев – Кернайское месторождения, так и осадочными породами мезо-кайнозойского чехла (J₂–KZ).

Кварцевые пески. Всего в Туркменистане эксплуатируется пять месторождений кварцевых песков: Бахарденское, Меанинское, Ба-бадурмазское, Кызылкаинское и Аннауское. Полезные залежи первых двух из них, мощностью до 72 м, сформированы в морских условиях палеогенового периода.

Строительные пески. Добыча песка ведется в 14 месторождениях, наиболее крупное из них – Калининское. Основные запасы строительных песков связаны с эоловыми отложениями пустыни Каракумы.

Цементное сырье, гипс. Промышленные запасы строительных известняков и глин известны в Копет-Даге и его предгорьях (2 месторождения). На востоке страны обнаружены крупные месторождения известняков Гараджумалак и глин Башхатын. Известны месторождения гипса: Гаурдакское, Борджаклинское, Гарлыкское и другие.

Глины кирпичные и керамические (17 месторождений) и 5 месторождений керамзитовых глин и аргиллитов (например, Большебалканское).

Облицовочные и стеновые камни. Известняки месторождений Кызкалинское, Мукринское и других используют для изготовления стеновых блоков. Декоративный известняк добывают, например, на месторождениях Кайлю, Геок-Тепинское и др.

Драгоценные и поделочные камни. Друзы *аметиста* часто обнаруживаются на севере Туаркыра в крупных секрциях (до 0,5 м) скрытокристаллического кварца или кварцевых жилах сформированных в песчаниках верхней юры. Кроме того, проявления аметистов встречаются на Бадхызе в жильных телах и камерах палеогеновых покровов андезитовых и базальтовых лав; слоев их туфов, туфобрекчий и других осадочно-пирокластических пород.

Горный хрусталь. Хрусталеносные жилы известны на Большом Балхане. Кроме того, горный хрусталь встречается в россыпях.

Поделочные агаты. В Туркменистане на Большом Балкане в отложениях нижнего мела встречены проявления жеодового агата со сферическим или бастионным рисунком. Разведанные запасы составляют 10 тысяч тонн.

Халцедон. Отдельные залежи халцедона обнаружены в Куба-Даге и Туаркыре, где они образуют стяжения до 20 см в известняках и опесчаных известняках оксфордского яруса верхней юры. Кроме того, они связаны с вулканитами Карадага (палеозой) и Бадхыза (палеоген).

Мраморный оникс формируется как заполнитель тектонических трещин (жилы оникса длиной до 340 м при мощности до 6 м) или в форме натечных образований, например в Карлюкских карстовых пещерах, где отдельные проявления оникса приурочены к известнякам верхней юры.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Меловые отложения востока Средней Азии / М. М. Алиев [и др.]. – М. : Наука, 1979. – 98 с.
- 2 Амурский, Г. И. Урало-Оманский линеймент и его роль в региональной структуре Средней Азии / Г. И. Амурский // Геотектоника. – 1976. – № 2. – С. 87–100.
- 3 Копетдаг / Т. А. Аннаорова [и др.]. – Режим доступа: https://www.researchgate.net/publication/344944158_КОПЕТДАГ. – Дата доступа: 23.11.2024.
- 4 Аплонов, С. В. Геофизический анализ эволюции литосферы / С. В. Аплонов // Учебное пособие. – С.-Петербург : Санкт-Петербургский университет, 1998. – 90 с.
- 5 Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии / ответственные исполнители : Н. В. Милетенко, О. А. Федоренко. – Алматы : ЮГГЕО, 2002. – 132 с.
- 6 База данных активных разломов Евразии. – М., ГИН РАН. Режим доступа: <http://neotec.ginras.ru/database.html>. – Дата доступа: 23.11.2024.
- 7 Богоявленская, О. В. Геология СССР / О. В. Богоявленская, В. Н. Пучков, М. В. Федоров // Учебник для ВУЗов. – М. : Недра, 1991. – 239 с.
- 8 Бугрова, Э. М. Палеоген Туркменистана (обновленная схема зонального расчленения и корреляции) / Э. М. Бугрова // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2009. – № 4. – С. 1–33. Режим доступа: http://www.ngtr.ru/2/20_2009.pdf. – Дата доступа:
- 9 Бурмин, В. Ю. Некоторые закономерности проявления современной сейсмичности Туркменистана и прилегающей к нему территории Северного Ирана / В. Ю. Бурмин // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2024. – Т. 51. – № 1. – С. 18–24. DOI: 10/21455/VIS2024/1–2.
- 10 Буш, В. А. Системы трансконтинентальных линейментов Евразии / В. А. Буш // Геотектоника. – 1983. – № 3. – С. 15–31.
- 11 Буш, В. А. Тектоника эпигеосинклинального палеозоя Туранской плиты и ее обрамления / В. А. Буш, Р. Г. Гарецкий, Л. Г. Кирюхин. – М. : Наука, 1975. – 192 с.
- 12 Бушмакин, А. Г. Основные черты металлогении Магданлы–Койтендага / А. Г. Бушмакин // Проблемы освоения пустынь. – 2023. – № 3–4. – С. 60–68.
- 13 Особенности строения палеозойских отложений Тургайско-Сырдарьинского и Устюртского регионов (в связи с перспективами нефтегазоносности глубоких горизонтов осадочного чехла) / Ю. А. Волож [и др.] // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2016. – Т. 11. – № 4. – Режим доступа: https://doi.org/10.17353/2070-5379/41_2016. – Дата доступа: 23.11.2024.
- 14 Тектоника Туранской плиты / И. С. Вольвовский [и др.] // Труды Геологического института АН СССР. – М. : Наука, 1966 – 311 с.
- 15 Высоцкий, В. И. Нефтегазовая промышленность мира в 2010–2016 гг.: инф.-аналит. обзор / В. И. Высоцкий. – М. : ВНИИЗарубежгеология, 2017. – 59 с.
- 16 Давлятов, Ш. Д. Рифтовые структуры и перспективы нефтегазоносности средней части Туранской плиты / Ш. Д. Давлятов, Р. В. Пак // Геология нефти и газа. – 1987. – № 9. – С. 41–44.
- 17 Глубинное строение и геодинамика тектонических структур Туркменистана и прилегающих областей по гравитационным данным / М. К. Кабан [и др.] // Геотектоника. – 1998. – № 4. – С. 81–91.
- 18 Каламбаров, Л. В. Нефтегазоносные провинции и области России и сопредельных стран / Л. В. Каламбаров. – М. : изд. «НЕФТЬ И ГАЗ» РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина, 2005. – 570 с.
- 19 Каррыев, Б. Землетрясения и сейсмическая уязвимость Копетдагского региона / Б. Каррыев. – Ашхабат, 2009. – 233 с.
- 20 Куприн, П. Н. Среднекаспийско-Карабогазский срединный массив и его положение в структуре впадины Каспийского моря / П. Н. Куприн // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. – 2014. – Т. 89, вып. 4. – С. 11–23.
- 21 Летавин, А. И. Фундамент молодой платформы юга СССР / А. И. Летавин. – М. : Наука, 1980. – 154 с.

- 22 Ломакин, И. Э. Линеамент Карпинского – структурный элемент древнего регматогенного тектонолинеamentного каркаса Евразии / И. Э. Ломакин, В. В. Покалюк, В. В. Кочелаб // Геохимия техногенеза – 2019. – № 2. – С. 5–17.
- 23 Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления, М 1:2500000 / ред. : Н. А. Богданов, В. Е. Хаин // Объяснительная записка. – М. : Научный Мир, 2006. – 120 с.
- 24 Милановский, Е. Е. Геология СССР / Е. Е. Милановский. – М. : Изд-во Московского ун-та, 1991. – Ч. 3. – 257 с.
- 25 Никонов, А. А. К обоснованию стратиграфии верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Афгано-Таджикской депрессии // А. А. Никонов // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 1972. – № 39. – С. 31–49.
- 26 Попков, И. В. Палеозойско-раннемезозойские магматические интрузивные комплексы юго-запада Туранской плиты / И. В. Попков // «Молодые – Научкам о Земле». IX Международная научная конференция молодых ученых. Тезисы докладов. – 2020. – Т. 1. – М. – С. 40–43.
- 27 Попков, В. И. Тектоническое районирование и внутренняя структура фундамента Скифско-Туранской платформы / В. И. Попков, И. В. Попков // Геология, география и глобальная энергия. – 2021. – № 1 (80). – С. 24–30.
- 28 Попков, В. И. Фундамент Карабогазского свода (Туранская плита) / В. И. Попков, И. В. Попков // Геотектоника. – 2022. – № 1. – С. 68–78.
- 29 Соловьёв, Н. Н. Гигантское газовое месторождение Галкыныш: миф или реальность / Н. Н. Соловьёв, Л. С. Салина // Научно-технический сборник «Вести Газовой Науки». Проблемы ресурсного обеспечения газодобывающих районов России. – 2018. – № 3 (35). – С. 208–215.
- 30 Тектоника Туркмении и сопредельных территорий / гл. ред. Л. Е. Аграновский // Материалы тектонического совещания в Ашхабаде в октябре 1964 г. – М. : Наука, 1966. – 224 с.
- 31 Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы // объяснительная записка к тектонической карте Черноморско-Каспийского региона. Масштаб 1:2 500 000 / под ред. : В. Е. Хаина, В. И. Попкова. – Краснодар : Кубанский гос. ун-т, 2009. – 215 с.
- 32 Трифонов, В. Г. Активная тектоника Центральной Азии / В. Г. Трифонов // Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. – М. : ГЕОС, 2002. – 250 с.
- 33 Активная тектоника Центральной Азии / В. Г. Трифонов [и др.] // Геотектоника. – 2021. – № 3. – С. 60–77
- 34 Туманович, О. Туркменистан и туркмены (материалы к изучению истории и этнографии) / О. Туманович. – Ашхабад–Полторацк, 1926. – 126 с.
- 35 Туркменская Советская Социалистическая Республика / Горная энциклопедия ; гл. ред. Е. А. Козловский. – М. : БСЭ, 1991. – Том 5.
- 36 Туркменская ССР. Часть 1. Геологическое описание / ред. Н. П. Луппов // Геология СССР. – М. : Гос. научно-техническое изд-во лит-ры по геологии и охране недр, 1957. – Т. XXII. – 659 с.
- 37 Унифицированные стратиграфические схемы юрских и меловых отложений Средней Азии // Материалы к Среднеазиатскому стратиграфическому совещанию ; под ред. : Г. Я. Крымгольца – М. : ФГБУ «ВСЕГЕИ», 1969. – 117 с.
- 38 Ушивцева, Л. Ф. Результаты геологоразведочных работ и перспективы освоения природных минерально-сырьевых ресурсов Туркменистана / Л. Ф. Ушивцева, Г. Д. Керимов // Геология, география и глобальная энергия. – 2020. – № 2 (77). – С. 22–29.
- 39 Филиппова, И. Б. Среднепалеозойские субдукционные пояса – ведущий фактор формирования структуры Центрально-Азиатского покровно-складчатого пояса / И. Б. Филиппова, В. А. Буш, А. Н. Диденко // Российский журнал наук о Земле. – 2001. – Т. 3. – № 6.
- 40 Хаин, В. Е. Северокавказско-Туркменско-Североафганский поздне триасовый вулканоплутонический пояс и раскрытие северной зоны Тетиса / В. Е. Хаин // Доклады АН СССР. – 1979. – Т. 249. – № 5. – С. 1190–1192.

ПРИЛОЖЕНИЕ А
(обязательное)

Геологическая карта Туркменистана

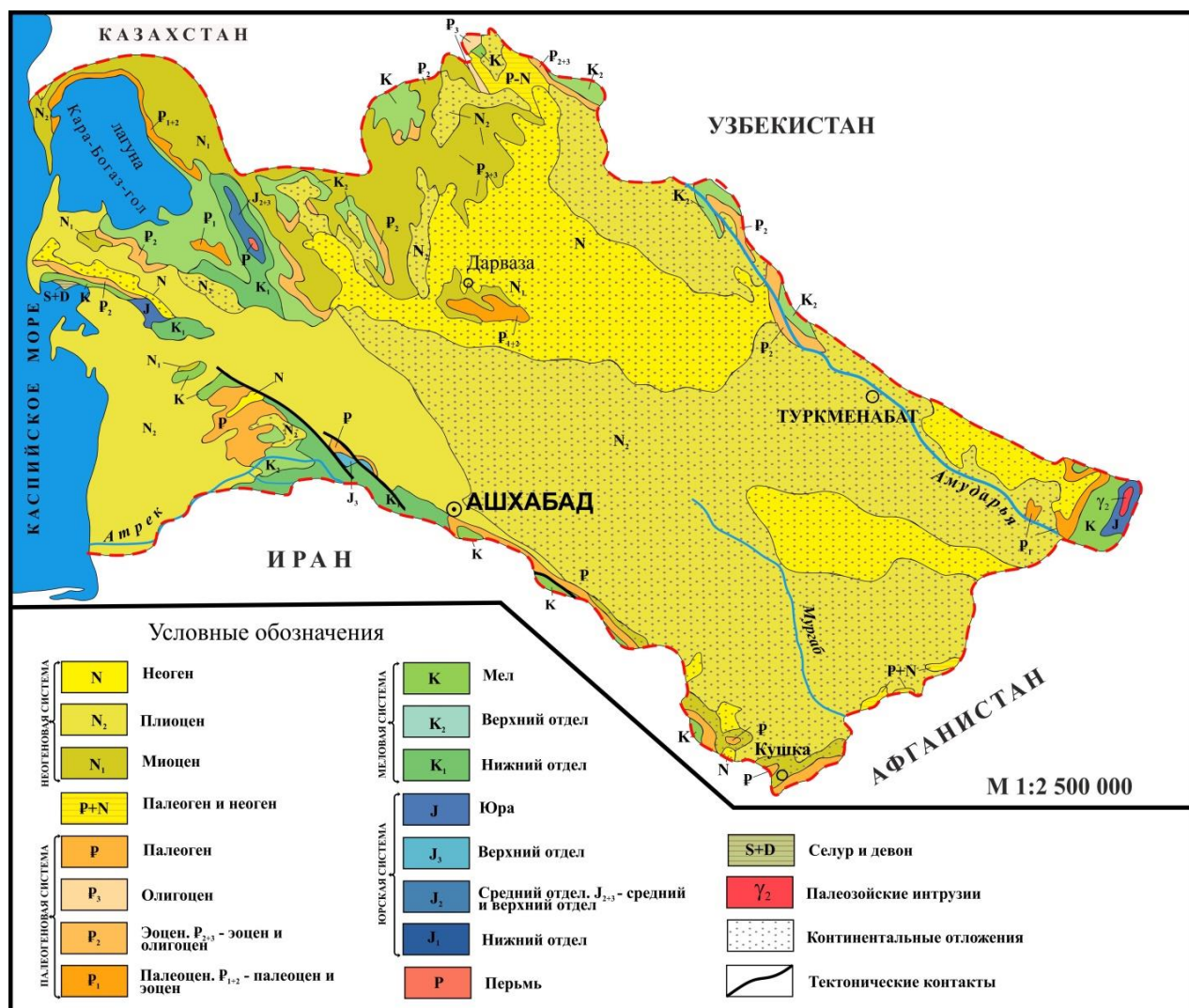


Рисунок А.1 – Геологическая карта дочетвертичных отложений Туркменистана

ПРИЛОЖЕНИЕ Б
(обязательное)

Стратиграфические схемы палеогена

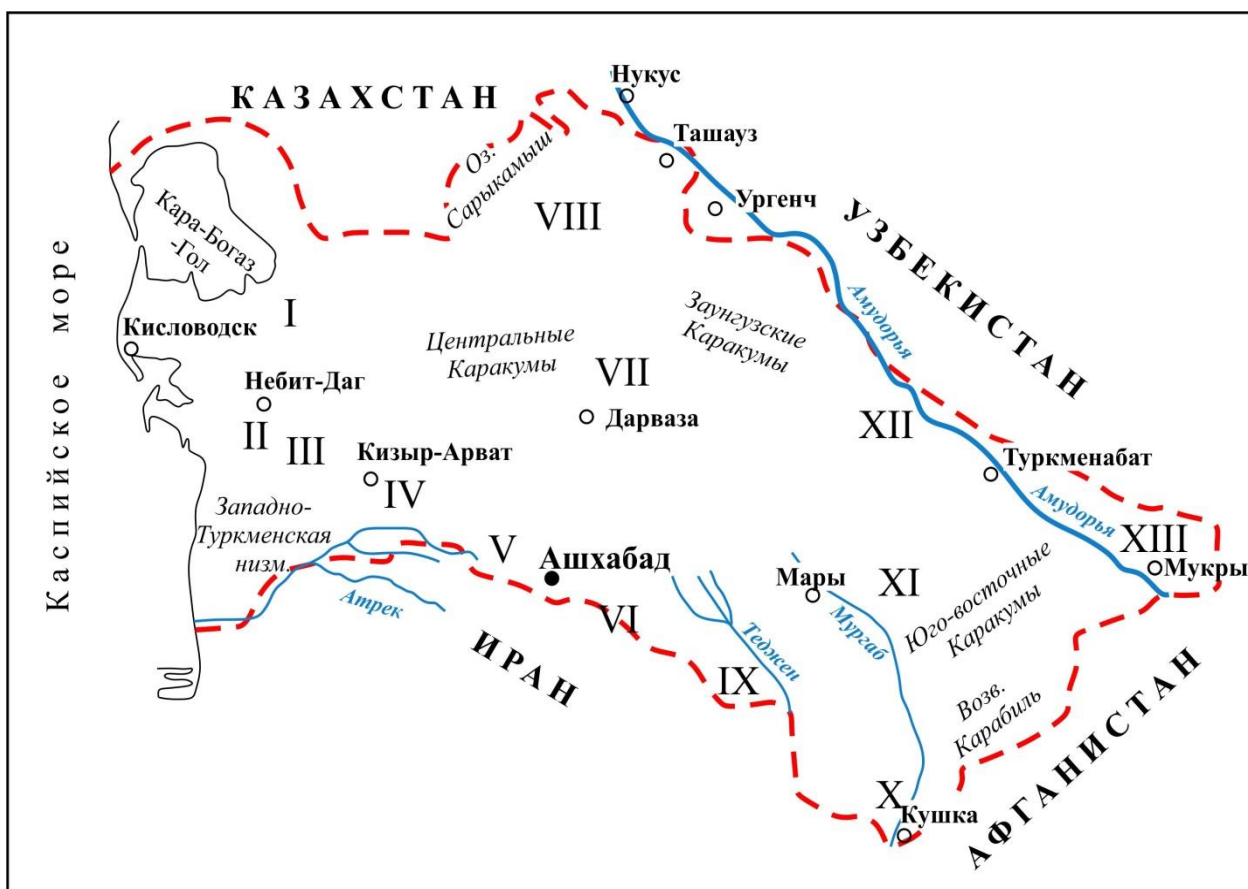


Рисунок Б.1 – Схема районирования территории Туркменистана

| МСШ | | | | Серия | Прикара-богазые (I) | Западный Копет-Даг (IV) | Централь-ный Копет-Даг (V) | Гаурс-Даг (VI) | Восточ-ный Копет-Даг (IX) | Северный Туркменис-тан (VIII) | Марый-ский район (XI) | Приаму-дарьский район (XII) | | | | | |
|---------------------|-------|----------|------|--|--------------------------------|-------------------------|----------------------------|-------------------|---------------------------|-------------------------------|-----------------------|-----------------------------|-------------|-----------------------------|--------|------------|----------|
| Система | Отдел | Подотдел | Ярус | | | | | | | | | | Пачка | Свита | Свита | Пачка | Свита |
| НЕОГЕН | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| ПАЛЕОГЕНОВАЯ | | | | Майкопская (нижняя подсерия) | Карбонатных глин и алевролитов | Кзылчешминская | Актепин-ские слои | Актепин-ские слои | Пестроцветная | Пестроцветная | Дарьяльская | Пестроцветная | Дарьяльская | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | ОЛИГОЦЕНОВЫЙ | нижний | Верхний | Хаттский |
| ЭОЦЕН | | | | Верхнемеловые - верхнеэоценовые отложения | | | | | | | | | | | | | |
| Рюпельский | | | | Пластичных глин | | | | | Торым-беурская | | Пестроцветная пачка | | | Махмальская (верхняя часть) | | Дауданская | |

Рисунок Б.3 – Схема корреляция олигоценовых отложений Туркменистана

ПРИЛОЖЕНИЕ В

(обязательное)

Стратиграфические схемы четвертичной системы

| Единая стратиграфическая шкала | | Унифицированная стратиграфическая шкала Каспийской области | |
|----------------------------------|---|--|--------------------------------|
| Система | Основные подразделения | Горизонт | Подгоризонт, слой |
| Четвертичная Q | Современный Q ₄ | Новокаспийский | |
| | Верхнечетвертичный Q ₃ | Хвалынский | Нижнехвалынский |
| | | | Нижнехвалынский |
| | | | Ательский (континентальный) |
| | Среднечетвертичный Q ₂ | Хазарский | Верхнехазарский |
| | | | Нижнехазарский |
| | | | Урунджикский |
| Нижнечетвертичный Q ₁ | Бакинский | Верхнебакинский | |
| | | Нижнебакинский | |
| | | Тюркянский | |
| Неогено- вая | Верхний плиоцен N ₂ ³ | Апшеронский | |
| | | Акчагыльский | |

Рисунок В.1 – Унифицированная стратиграфическая шкала четвертичной системы Каспийской области (1972 г.)

Научное электронное издание

Трацевская Елена Юрьевна,
Верутин Михаил Григорьевич

ГЕОЛОГИЯ ТУРКМЕНИСТАНА

Подписано к использованию 25.03.2025.

Объем издания 11,3 МБ.

Издатель и полиграфическое исполнение:
учреждение образования
«Гомельский государственный университет имени Франциска Скорины».
Специальное разрешение (лицензия) № 02330 / 450 от 18.12.2013 г.
Свидетельство о государственной регистрации издателя, изготовителя,
распространителя печатных изданий в качестве:
издателя печатных изданий № 1/87 от 18.11.2013 г.;
распространителя печатных изданий № 3/1452 от 17.04.2017 г.
Ул. Советская, 104, 246028, Гомель.

<http://elib.gsu.by/handle/123456789/1053>